

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

Publié avec le concours
du CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SIXIÈME SÉRIE
TOME HUITIÈME

N° 2
F. 6-11 — *Pl. XI-XVIII*

(FASCICULE NON SPÉCIALISÉ I)

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ
28, rue Serpente, VI^e

1958

NOVEMBRE 1958

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Établissement d'Utilité publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

Extraits des Statuts.

(Conditions d'admission.)

ARTICLE I. — L'Association dite « Société géologique de France », fondée le 17 mars 1830, a pour objet de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

La durée de la Société est illimitée. Elle a son siège social à Paris.

ARTICLE II. — La Société contribue aux progrès de la Géologie par des débats, des publications et par des encouragements (Prix et Fondations).

La Société tient ses séances ordinaires à Paris; en outre, elle peut tenir une ou plusieurs séances extraordinaires dans une région ou sur un sujet qui aura été préalablement déterminé par le Conseil.

ARTICLE III. — Le nombre des membres de la Société est illimité; les Français et les Étrangers peuvent en faire partie. Il n'existe pas de différences entre les membres.

Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre dans la séance suivante.

Extraits du Règlement.

(Publications.)

N° 12. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés en séance.

N° 13. — L'insertion dans les publications de la Société des travaux présentés par les membres, ou éventuellement par des auteurs étrangers à la Société, est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente.

N° 14. — Les manuscrits des communications déposées au Secrétariat et non encore publiés ne peuvent être communiqués ou remis, en dehors des membres des Commissions compétentes et des rapporteurs, qu'à leurs auteurs ou aux personnes qu'ils auront autorisées par écrit à en prendre connaissance.

N° 15. — La langue française est seule admise dans les publications de la Société.

N° 17. — L'ensemble des notes par année, d'un même auteur, comptées du 1^{er} avril au 31 mars suivant, ne peut dépasser le total de 16 pages, la planche photographique équivalant à 4 pages de texte. Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

Avantages accordés aux membres.

Les membres de la Société reçoivent gratuitement le *Compte rendu sommaire des Séances* et le *Bulletin* (statuts, II).

Ils peuvent acheter à la Société : avec une remise de 25 % les *Comptes rendus sommaires*, les *Bulletins*, la *Bibliographie*; avec une remise de 20 % les *Mémoires* de Géologie, de Paléontologie et ceux de la Nouvelle série par mémoires séparés.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile de la Bibliothèque (sauf les cartes, les traités, les ouvrages rares ou nouvellement présentés).

Cotisations 1958 et 1959 : 2.800 fr. Étranger : 3.100 fr.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

Chèques postaux : Paris 173-72. Téléphone : Dan 90-61.

portaient des données nouvelles, particulièrement en ce qui concerne les modifications subies par les grains de quartz détritiques de cette roche ¹.

I. ÉTUDE DES GRAINS DE QUARTZ DÉTRITIQUES. — Les seuls grains détritiques du complexe grès-meulière de la Hamada pliocène de Béni-Abbès sont des grains de quartz. La densité de ces grains est extrêmement variable selon les échantillons : serrés dans certaines préparations, peu nombreux ailleurs, jusqu'à ne figurer plus qu'à l'état de raretés dans d'autres plaques minces. Leurs dimensions s'échelonnent de 0,02 à 0,8 mm. La médiane (pour 90 grains mesurés au microscope) est de 0,175 mm. C'est bien la gamme des dimensions des grains de sable de l'ensemble pliocène-quaternaire ancien de notre région [Alimen, 1957], avec semble-t-il, une tendance vers les grossièretés les plus faibles, dans l'ensemble pliocène, autant qu'un examen aussi limité permet d'en juger.

Certains de ces quartz ont un contour parfaitement régulier et arrondi, et sont demeurés tels qu'ils étaient dans le sédiment original, mais il est loin d'en être ainsi pour la majorité des grains. Au point de vue de leur évolution au sein de la roche, nous avons distingué plusieurs types.

1. *Les grains de quartz détritiques intacts.* Les grains de quartz dont les contours sont demeurés inchangés depuis leur incorporation à la roche sont fortement émoussés, souvent parfaitement ovoïdes. Ce sont des « grains ronds » selon la terminologie de A. Cailleux, vraisemblablement des grains éoliens. Ils sont presque tous circonscrits étroitement par une auréole de ce que l'on appelle généralement des « impuretés », où dominant, ici, les éléments ferrugineux (Pl. XI, Q et texte-fig. 1 A). Les grains étaient donc analogues à ceux qui constituent les sables ocre-jaune que l'on rencontre à plusieurs niveaux du Quaternaire, et qui doivent leur coloration à la pellicule d'oxyde de fer qui poudre la surface de leurs grains de quartz.

Les grains détritiques des meulières sont en général des quartz à extinction franche, rarement à extinction roulante. Quelques-uns, très peu, sont des agrégats, tirant leur origine de quartzites primaires.

2. *Les grains de quartz cariés.* a) *Dissolution du quartz.* Dans nos préparations, les grains de quartz sont, en grand nombre, comme

1. Je tiens à remercier G. Deicha pour les échanges de vue amicaux qui ont précédé la rédaction de cette note.

rongés à leur surface, comme atteints d'une carie qui, de la périphérie, gagne plus ou moins en profondeur. La persistance de l'aurole originelle des impuretés permet de mesurer l'étendue de la

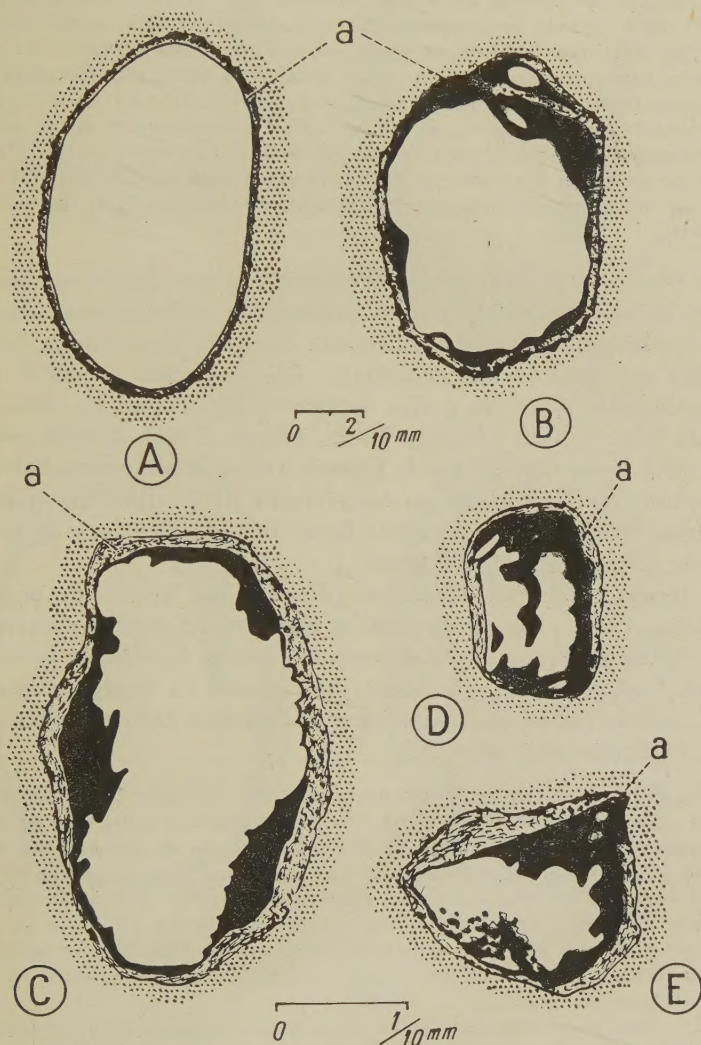


FIG. 1. — Divers degrés de « carie » des grains de quartz détritiques (échantillon de meulière-grès de Béni-Abbès, rive droite de la Saoura).

A : Grain détritique intact. — B : Grain légèrement rongé. — C : Grain à contours déchiquetés. — D et E : Grains fortement attaqués.

En blanc : le quartz détritique ; en noir : les substances de substitution ; en gris : le ciment ; a : auréole du grain détritique.

zone cariée. Quelques-uns des degrés dans cette évolution de la carie ont été reproduits sur la fig. 1. On les repèrera aussi sur la Pl. XI (Qr).

Le contour du grain se décolle de l'auréole (fig. 1 B), devient irrégulier, dentelé (fig. 1 C), avec des apophyses que n'aurait pu posséder un grain détritique (fig. 2 B). Des portions du grain peuvent apparaître séparées du reste du grain, leur appartenance à un cristal primitif unique demeurant affirmée par l'extinction commune entre nicols croisés (fig. 1 B, D et E). Le grain primitif peut devenir déchiqueté, scindé en plusieurs fragments de même orientation optique (fig. 1 D). Il peut, sur une portion plus ou moins grande, s'emplir d'une poussière de petites cavités et devenir comme spongieux (fig. 1 E). Enfin on voit des grains où le quartz originel n'est plus qu'à l'état de résidus (fig. 2 D).

De tels aspects ne trouvent d'explication que dans une dissolution de ces quartz clastiques, phénomène difficilement admis, étant données les réactions du quartz dans nos laboratoires, phénomène que nous avons cependant déjà rencontré et décrit de façon détaillée pour des grains de quartz détritiques de certains grès du Stampien du Bassin de Paris [Alimen, 1944]. A cette occasion, nous avons rappelé que L. Cayeux avait antérieurement attiré l'attention sur les remises en mouvement de la silice du quartz clastique, et que G. Lucas avait figuré des calcifications de cristaux de quartz liasiques d'Algérie.

b) *Remplacement de la portion dissoute des grains de quartz détritiques.* A la place de la portion dissoute du grain de quartz, on voit, selon les plages, soit du calcaire, soit de la silice de néoformation, soit les deux substances juxtaposées ou mêlées, s'intercaler entre le résidu du quartz carié et l'auréole des impuretés du grain détritique originel.

— La partie cariée du grain de quartz peut être entourée de *calcaire* nettement cristallisé, microcristallin (fig. 2 A), ou de calcaire à cristallisation à peine apparente, cryptocristallin (fig. 2 B). Des oxydes de fer peuvent être présents ; ils donnent alors au calcaire une apparence sale en lumière naturelle. L'auréole d'impuretés du grain primitif est large en général (il semble qu'elle se soit élargie au cours des processus de remaniement) et, dans les cas envisagés ici comme dans ceux qui seront étudiés par la suite, elle est presque totalement amorphe, et toujours chargée d'oxydes métalliques (sans doute essentiellement du fer).

— Plusieurs grains montrent, entre l'auréole et le quartz rongé, un *mélange de silice cristallisée de néoformation et de calcaire cryptocristallin* (fig. 2 C et D). Le rapport de proportions du calcaire et de la silice de néoformation est variable, mais il ne paraît pas en être de même de la localisation de ces deux substances. En particulier, il est manifeste que des cristaux de quartz de néoformation ont tendance à se disposer en une ceinture reproduisant le contour primitif du grain, ou une homothétie de celui-ci (fig. 2 C et surtout D, fig. 3 B). Parfois il y a intrication intime de la silice et du calcaire (fig. 2 C, portion du

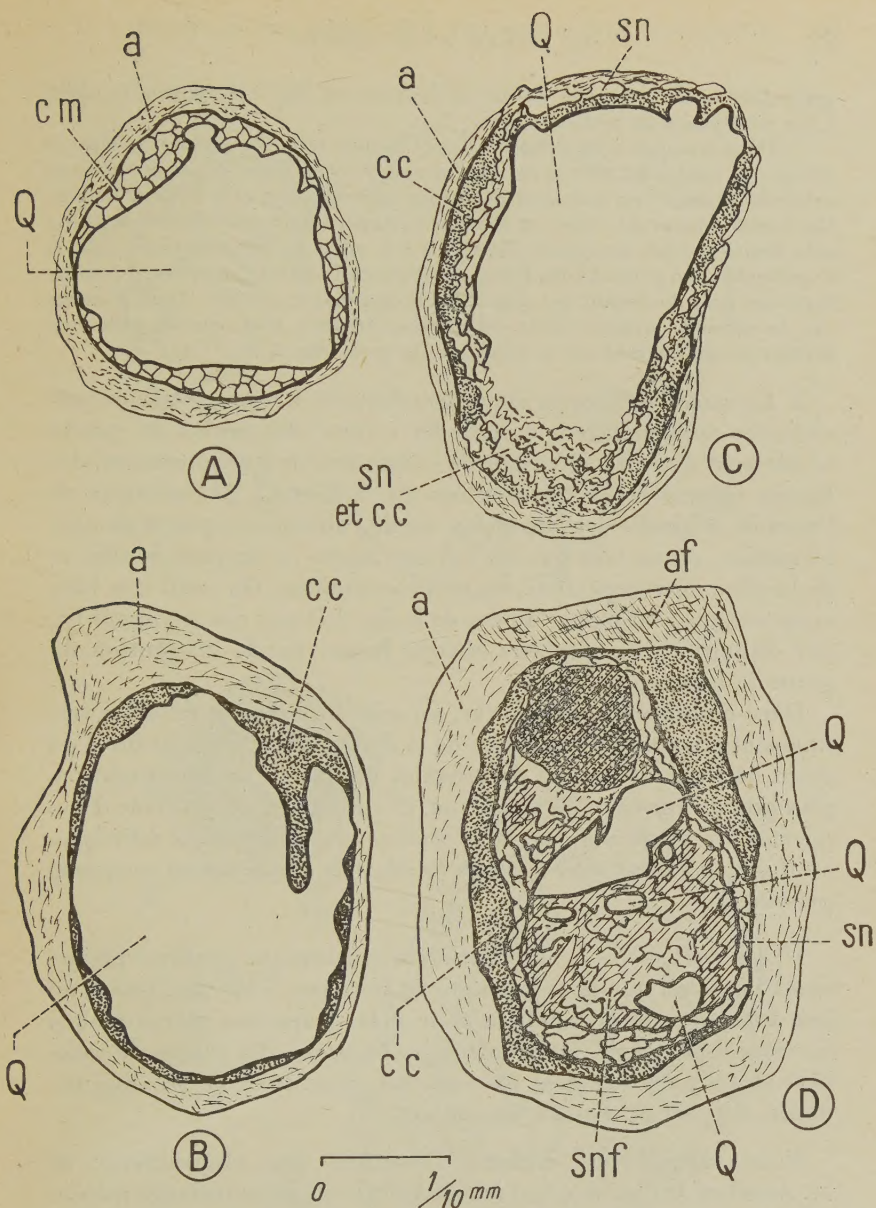


FIG. 2.

Modalités du remplacement du quartz dissous des grains détritiques par du calcaire.

A : par du calcaire microcristallin (Hemama). — B : par du calcaire cryptocristallin (Hemama). — C et D : par un mélange de calcaire microcristallin et de silice cristallisée (Béni-Abbès, rive droite).

a : auréole d'impuretés ; cm : calcaire microcristallin ; cc : calcaire cryptocristallin ; sn : silice cristallisée de néoformation ; f : imprégnation ferrugineuse ; Q : quartz détritique.

grain dessinée en bas). Des oxydes de fer peuvent (fig. 2 D) ou non se mêler à ces substances de remplacement.

— Dans certaines plages, on n'observe aucune trace de calcaire, ni dans le ciment, ni contre les quartz cariés. On voit alors la *silice de néoformation* se coller directement sur le quartz détritique carié (fig. 3 A et 4 C) dont les parties saines conservent seules un contour nettement marqué. Ailleurs on passe, sans limite précise, du quartz détritique à la silice de remplacement, celle-ci se présentant en général sous forme de cristaux de quartz engrenés, du même type que ceux du ciment des quartzites francs [Cayeux, 1929]. Dans d'autres cas, la silice de remplacement est cryptocristalline. Elle peut se présenter comme un fin chevelu sur le pourtour du grain (fig. 4 B).

3. *Les quartz détritiques totalement détruits.* Les observations précédentes nous engagent à regarder comme des grains de quartz totalement détruits, et remplis de substances de remplacement, des figures comme celles représentées fig. 3 B et C. A l'intérieur de l'auréole originelle des impuretés, ou de l'auréole de quartz de néoformation, on ne voit que du calcaire micro- ou cryptocristallin et de la silice microcristalline, ou cryptocristalline. On saisit très bien comment on peut passer du cas de la fig. 2 D aux cas envisagés ici, par disparition des derniers résidus laissés par la dissolution du grain de quartz.

Dans d'autres cas on observe, au sein d'un ciment de silice très finement cristallisée, des plages de la dimension et de la forme d'un grain détritique, formées de cristaux de quartz de néoformation, plus grands que ceux de la gangue, et entourés d'une auréole d'impuretés. *Comment n'y pas voir d'anciens grains de quartz détritiques où il y a eu substitution totale de la silice de néoformation au quartz primitif ?*

II. LE CIMENT. — L'observation microscopique confirme pleinement l'opinion que nous nous étions faite sur le terrain, quant au lien intime entre la meulière et le grès. Dans une même plaque mince, on peut voir, étroitement juxtaposées, des plages de meulière et des plages de grès, avec ou sans zone de caractère intermédiaire, de part et d'autre du contact.

Nous rappellerons d'abord l'essentiel des observations de M. Auzel et A. Cailleux, qui ont surtout souligné le mélange intime, dans le ciment, du calcaire et de la silice. Si celle-ci est parfois concentrée dans des géodes, au sein du calcaire, on la voit aussi s'insinuer sous forme de sphérolites, dans les plages calcaires, ou même imprégner complètement le calcaire sous forme de calcédonite cryptocristalline. M. Auzel regarde ce mélange intime de calcaire et de silice, ainsi que « l'aspect flammulé » que peut présenter la silice, comme des particularités de notre meulière saharienne,

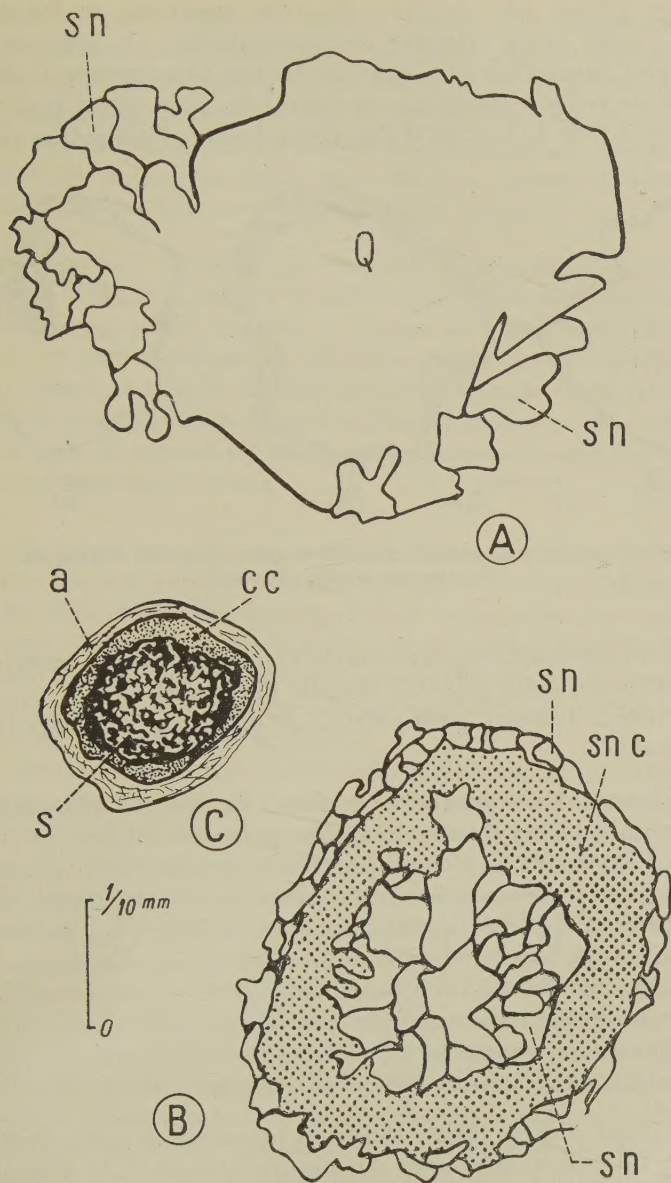


FIG. 3. — Divers aspects de la silice de néoformation.

A et B : dans une portion de grès siliceux (Hemama). — C : dans un grès calcaréo-siliceux (Béni-Abbès).

Même légende que fig. 2. *snc* : silice de néoformation cryptocristalline.

qu'elle n'avait pas observées dans les meulière du Bassin de Paris. Nous avons retrouvé ces particularités. Je présume que « l'aspect flammulé » de la silice est lié aux phénomènes de substitution de la silice secondaire au quartz du grain détritique (types des fig. 3 A et 4 C) et qu'il s'accroît lorsque l'extinction tend à

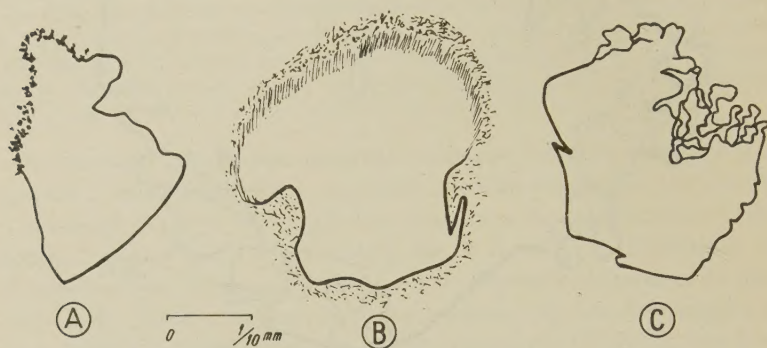


FIG. 4. — Divers aspects du pourtour de grains de quartz détritiques, dans un grès siliceux (Hemama).

s'uniformiser dans le quartz secondaire du pourtour du grain (contours flous du grain primitif, signalés plus haut).

En outre, il nous a paru possible de distinguer plusieurs types de ciment.

1. *Ciment calcaire dominant (meulière)*. Le fond des préparations est amorphe ou cryptocristallin, principalement calcaire, avec des traces d'oxydes de fer (fond sale). Des recristallisations ont amené la formation de beaux cristaux de calcite ou de calcédonite (ceux-ci parfois en sphérolites nets), dans des veinules, ou de petites géodes, ou en liseré (calcaire) autour des grains détritiques. La roche correspondant à ces échantillons mérite le nom de meulière, de par son aspect macroscopique, son origine (lacustre ou sous des écoulements en nappe) et de par ses caractères microscopiques (lien intime du calcaire et de la silice) [Cayeux, 1929, pp. 621, 660].

2. *Ciment siliceux (grès)*. Plusieurs préparations présentent un ciment totalement dépourvu de calcaire, constitué de silice cristallisée de néoformation. Les cristaux peuvent être (Hemama, environs de la gara Diba) très petits ou non. Dans certains cas, où les cristaux de quartz de la gangue sont engrenés, l'aspect général rappelle beaucoup celui de certains grès du Stampien du Bassin parisien, bien qu'ici la densité des quartz détritiques soit moins grande

que dans les grès stampiens. On peut observer, se détachant sur le fond de silice finement cristallisé, des géodes, tapissées ou emplies de calcédonite, ou un réseau de microfissures, en forme de puzzle, empli de grands cristaux de quartz de néoformation. L'absence totale de calcaire empêche de ranger ces roches dans le groupe des meulières, et on ne peut qu'en faire des grès, malgré l'aspect un peu aberrant que leur confèrent géodes et fissures.

3. *Ciment dans le contact grès-meulière.* Deux préparations ont nettement montré le contact du grès et de la meulière (Hemama, gara Diba). La partie gréseuse se charge de calcite dans les veinules et les géodes, tandis que les beaux sphéroïdes de calcédonite se multiplient au sein du ciment calcaire de la zone meuliériforme, atténuant les oppositions de part et d'autre de la zone de contact, mais la ligne de séparation des deux types, grès et meulière, reste cependant nettement tracée.

III. RAPPORT ENTRE LA NATURE DU CIMENT ET CELLE DU REMPLISSAGE SECONDAIRE DES QUARTZ CARIÉS. — Les échantillons de meulière (ciment calcaire dominant) sont assez pauvres en quartz détritiques. Ceux-ci, en général peu cariés, ont été après la carie ceinturés d'une plage de calcaire recristallisé, micro- ou cryptocristallin, parfois soulignée sur son pourtour externe, par un liseré de calcaire plus nettement cristallisé.

Les échantillons de grès (ciment siliceux dominant ou exclusif) présentent des cas très poussés de carie des quartz détritiques, et en même temps, des substitutions étendues. La silice intervient quasi-seule dans ces substitutions. C'est dans cette catégorie que l'on rencontre des quartz détritiques « à chevelure », des quartz « flammulés », des quartz dont aucune partie du contour ne se sépare nettement du ciment, des grains détritiques totalement remplacés par du quartz de néoformation. *On est ainsi amené à considérer que les plages à fond siliceux cristallisé de néoformation, où les grains détritiques sont rarissimes, ont perdu leurs quartz détritiques par des phénomènes de substitution.*

Les zones voisines de la frontière meulière-grès sont celles où on observe le mieux l'ensemble des degrés progressifs de carie. Ce sont aussi celles où les phénomènes de substitution font intervenir, étroitement associés, la silice et le calcaire cristallisés, très rarement le calcaire seul.

IV. CAS EXCEPTIONNEL : *meulière à cristaux de gypse silicifiés.* — Un échantillon, venant du fond du golfe d'Ouarourout, avait frappé

notre attention par la présence, parfaitement observable à l'œil nu, sur la section, de cristaux enchevêtrés, mesurant 3 à 7 mm de longueur (Pl. XII, fig. 1), dont les formes sont celles du gypse, mais dont la constitution minéralogique primitive a disparu dans la silicification générale de la roche. Les formes cristallines se rapprochent de celles du gypse des roses des sables, bien que l'association des cristaux soit différente.

De petits nodules opaques (d'oxydes de fer vraisemblablement) tapissent les cavités laissées par la dissolution du gypse, et maintenant emplies de calcédonite, en couches successives parallèles aux parois, passant vers le centre à de la quartzine et même à du quartz (Pl. XII, fig. 2).

Ce type de meulière, certainement exceptionnel par la belle conservation de la forme des cristaux de gypse, mérite de retenir l'attention, précisément par l'indication qu'il fournit de la présence de gypse dans le sédiment originel.

V. LES CONDITIONS DE GENÈSE DES « MEULIÈRES » DE LA HAMADA PLIOCÈNE DE BÉNI-ABBÈS. — Avant de faire intervenir les documents pétrographiques, il convient de rappeler quelques faits observables sur le terrain, qui sont susceptibles d'éclairer le problème si difficile de la genèse des meulières [Cayeux, 1929, p. 655 et suiv.]. La dalle silicifiée de la Hamada du Guir, ou bien n'a pas été recouverte d'autres sédiments, ou bien n'a supporté que les sédiments du Quaternaire ancien. Or, les nappes de galets de ce Quaternaire ancien contiennent de la meulière remaniée. Bien plus, il faut admettre que la consolidation de type siliceux était chose faite dès avant la fin du Pliocène : le complexe grès-meulière de la hamada est chargé, à divers niveaux, de galets, au point de contenir des lits de conglomérats, bien visibles en particulier, sur la rive droite de la Saoura, au droit de Béni-Abbès (Gara Diba). Parmi ces galets figure la meulière. *On doit donc conclure à un phénomène de consolidation en surface, immédiatement postérieur au dépôt du sédiment.* Si nous rappelons l'existence constante des oxydes de fer, la présence exceptionnellement conservée, mais peut-être fréquemment réalisée, du gypse, nous serons conduits à penser à des phénomènes de type pédologique, consécutifs à l'assèchement, par évaporation, des nappes d'eau où se sédimentaient calcaire et grains de quartz détritiques, avec prédominance tantôt du calcaire, tantôt du sable siliceux.

Les observations pétrographiques permettent d'ajouter les remarques suivantes :

1) *Il existe un lien étroit, quant à la genèse de leur consolidation, entre les grès et les meulières.* Ce qui les sépare, c'est que la remise en mouvement du calcaire prédomine dans le cas des meulières, celle de la silice dans le cas des grès, différence liée vraisemblablement à la richesse plus ou moins grande du dépôt primitif en l'un ou l'autre de ces constituants ou à des migrations d'ordre pédo-logique. Nous rappellerons à ce sujet, que les couches de grès et de meulières se superposent horizontalement. Ces observations ne nous paraissent pas s'accorder avec la notion de la genèse des meulières par apport secondaire de silice dans un calcaire lacustre [Cayeux, 1929, p. 657].

2) *Dans le cas des grès, les phénomènes de dissolution des grains de quartz détritiques sont très intenses, remettant en mouvement une quantité très importante de silice.* C'est le même phénomène qui intervient pour nos meulières, mais, peut-être à cause de la prédominance originelle du calcaire, l'ampleur des processus de dissolution et de silicification y est plus limité. *Il nous paraît donc injustifié de rechercher l'origine de la silice de néoformation dans la dissolution de Diatomées, fréquemment invoquées et toujours très difficilement ou non mises en évidence* [Cayeux, 1929, p. 639], *tandis que la carie des grains détritiques de quartz, si aisément observable, est une source évidente pour la silice de néoformation.*

Nous rappellerons que ces modalités ne sont pas cantonnées dans nos roches siliceuses sahariennes, puisque nous les avons déjà observées dans des grès oligocènes du Bassin parisien.

3) *Les conditions qui ont présidé à ces remises en mouvement de la silice* ne sont évidemment pas faciles à élucider. Nous pouvons seulement présenter quelques suggestions. Il nous est difficile de dire si *le calcaire* intervient effectivement ou ne joue qu'un rôle de présence. En ce qui concerne *les oxydes de fer*, ils sont inclus dans les auréoles des quartz, zone à partir de laquelle démarre la carie. Lorsqu'ils n'existent que sur une partie de la surface du grain c'est celle où se localise l'attaque du quartz (fig. 4 A). Enfin ils semblent aussi présider au dépôt de la silice de néoformation. Rappelons que des auréoles de quartz de néoformation à grands cristaux doublent l'auréole d'impuretés ou la remplacent (fig. 3 B) ; que la zone des nodules opaques qui soulignent l'ancien contour des cristaux de gypse dans l'échantillon d'Ouaraourout (Pl. XII), est celle à partir de laquelle s'est faite la silicification. Il est probable que les oxydes de fer des sols sahariens sont dans un état chimique très actif : on sait que tout objet d'acier, aujourd'hui abandonné dans l'erg est, en un temps très court, rouillé jusqu'au cœur.

On peut aussi se demander si le *gypse* n'intervient pas, au moins

dans les phénomènes d'attaque du quartz. Les sables du 3^e Pluvial quaternaire, qui sont plus ou moins gypseux, présentent une corrosion superficielle de leurs grains de quartz détritiques [Fenet, 1954], et les outillages préhistoriques acheuléens du 2^e Pluvial, lorsqu'ils sont inclus dans des sables gypseux, sont visiblement corrodés en surface [Alimen, 1955].

Quoiqu'il en soit des conditions chimiques incluses dans le sédiment, un facteur fondamental de ces consolidations du type meulière-grès pourrait bien être l'*insolation intense*, susceptible actuellement de porter la température des roches superficielles à des valeurs très élevées (au moins 80°), et qui a pu être au moins aussi intense dans le passé.

Telles sont les directions dans lesquelles nous semblent pouvoir s'orienter les perspectives sur la genèse des grès et meulières du Sahara, mais aussi sans doute sur la genèse d'autres grès et d'autres meulières. Nous avons déjà suggéré, en nous basant sur des considérations diverses, qu'un lien existe entre la formation des grès stampiens et des phénomènes pédologiques, ou du moins superficiels, sous des climats de type tropical [Alimen, 1936, pp. 228 et 238]. Quant aux diverses meulières, roches moins rares qu'on ne le pense à première vue, qu'il s'agisse de celles du Sahara, du Bassin de Paris, ou des « grès polymorphes » d'Afrique équatoriale, elles semblent, elles aussi, en rapport avec des phénomènes pédologiques et des climats de type tropical ou équatorial.

REMARQUES COMPLÉMENTAIRES

PAR G. Deicha.

Le matériel qui vient d'être décrit a été également examiné en ce qui concerne les inclusions des quartz. Des inclusions aqueuses à bulles de retrait ont été reconnues dans les grains détritiques, mais non dans les quartz de néo-formation, même lorsque ceux-ci présentent des plages monocristallines d'une certaine extension. Les inclusions identifiées par leurs libelles mobiles peuvent généralement être rapportées à des alignements secondaires de cavités, jalonnant d'anciennes cassures. On sait que de tels alignements sont fréquents dans le quartz des roches cristallines et cristallophylliennes [Deicha, 1955], où ils se comportent d'une façon semblable en plaques minces, c'est-à-dire que, comme dans le matériel étudié, l'étanchéité des cavités n'ayant généralement pas résisté

aux opérations de taille et de montage, ces alignements apparaissent comme des trainées d'éléments plus ou moins opacifiés.

Lors d'une récente discussion notre confrère A. Cailleux [1957] avait attiré l'attention sur les conséquences possibles de l'existence d'inclusions sur les aspects que peut présenter la surface des grains détritiques. Ce phénomène est d'autant plus important que le morcellement des grains est favorisé par la présence de cavités ; plus particulièrement les alignements secondaires d'inclusions hydrothermales constituent des lignes de faiblesse. Dans le matériel considéré ici nous avons, en fait, noté un certain nombre d'exemples de l'effet de ces alignements sur le tracé des limites granulaires, l'amplitude de ces effets reste cependant de l'ordre de grandeur des dimensions des inclusions elles-mêmes. Plus rarement des portions presque droites des contours de grains pourraient être liés au passage de plans d'inclusions ; ces derniers sont, par contre, sans aucune relation avec le tracé des éléments majeurs concaves courbes de la frontière des grains, frontières qui donnent d'emblée à ces grains leur aspect caractéristique.

L'ordre de grandeur des dimensions de ces éléments concaves est d'ailleurs plutôt celui des dimensions des lacunes de cristallisation de certains quartz filoniens (hydrothermaux ou pneumatolytiques) et surtout des reliquats magmatiques (vitreux ou dévitrifiés) [Barrabé et Deicha, 1956]. Les inclusions primaires appartenant à ces types ne sauraient conserver leur intégrité en plaques minces mais les cavités qui les logent peuvent, en raison même de leurs dimensions, facilement être identifiées. *Les préparations étudiées ne nous ont pas révélé de quartz à larges lacunes de cristallisation*, ce qui renforce encore l'interprétation donnée par M^{lle} H. Alimen.

OUVRAGES CITÉS

- ALIMEN H. (1936). — Étude sur le Stampien du Bassin de Paris. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XIV, n° 31.
- (1944). — Roches gréseuses à ciment calcaire du Stampien. Étude pétrographique. *B. S. G. F.*, (5), XIV, p. 307-329, 4 fig., pl. V et VI.
- (1955). — Présence d'Acheuléen dans les alluvions de l'Oued Saoura. Chronologie quaternaire du Sahara nord occidental. *Bull. Soc. préh. fr.*, t. 52, p. 480-492, 7 fig.
- (1957). — Sables quaternaires du Sahara nord occidental. *Bull. Carte géol. Algérie*, nouv. sér., n° 15, 207 p., 89 fig., 11 tabl., 8 pl.

- AUZEL M. et CAILLEUX A. (1949). — Silicifications nord sahariennes. *B. S. G. F.*, (5), XIX, p. 553-559, 2 pl.
- BARRABÉ L. et DEICHA G. (1956). — Expériences de fusion et de cristallisation magmatique sur des reliquats vitreux de quartz dihexaédriques de la Guadeloupe. *Bull. Soc. fr. Minér., Crist.*, t. 79, p. 146-155.
- CAILLEUX A. (1957). — Observations à la communication de G. Deicha. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 40.
- CAYEUX L. (1929). — Roches siliceuses. *Mém. Expl. Carte géol. France*.
- DEICHA G. (1955). — Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides, signification dans la genèse des gîtes minéraux et des roches. Paris, Masson et C^{ie}.
- DOUDOUX-FENET D. (1954). — Étude granulométrique et morphoscopique de sables sahariens de la région Saoura-Ougarta. Dipl. Ét. sup., Paris (dactyl.).

LÉGENDE DES PLANCHES XI ET XII

PLANCHE XI.

Meulière (Béni-Abbès, rive droite de la Saoura). × 32. Lum. nat.

Q : grain de quartz détritique intact ; Qr : grains de quartz détritiques plus ou moins cariés ; a : auréole d'impuretés ; cm : calcaire microcristallin ; sn : silice de néoformation.

PLANCHE XII.

Meulière (golfe d'Ouarourout), avec cristaux de gypse.

FIG. 1. — Surface de l'échantillon montrant la conservation apparente des cristaux de gypse. × 2.

FIG. 2. — Plaque mince à travers l'échantillon, montrant le remplissage secondaire des cristaux de gypse par de la calcédonite en couches parallèles aux parois (c) et vers le centre par de la quartzine et du quartz de néoformation (q).
On voit les taches d'oxyde de fer (f) contre les bords des cristaux de gypse. × 28. Lum. nat.

Pl. XI et Pl. XII, fig. 2 : clichés P. POTIRON ; Pl. XII, fig. 1 : cliché J. LERICHE.

OBSERVATIONS

M. A. CAILLEUX : A en juger par d'autres exemples, encore inédits, la dissolution et la cristallisation du quartz, sous l'action d'eaux météoriques, s'opère plus facilement en milieu calcaire ou gypseux, et il est possible qu'elle exige des pH élevés, de l'ordre de 8. Au contraire, quand les eaux des sols et du sous-sol ont un pH acide, de l'ordre de 6 ou au-dessous, il semble, en l'état actuel des inventaires, que les cas de dissolution et de cristallisation du quartz soient plus rares.

LES GRÈS DE MOUKA-OUADDA, EN OUBANGUI-CHARI ORIENTAL

PAR **Bernard Bessoles** ET **Rémy Delafosse** ¹.

Sommaire. — Le plateau gréseux de Mouka est constitué par deux ensembles : les formations de base (conglomérats, grès conglomératiques et argilites) et les grès blancs kaolineux.

La majeure partie de la formation a une origine fluvio-lacustre, toutefois les assises supérieures pourraient avoir une origine éolienne. Tout en nous refusant à l'heure actuelle, faute de données paléontologiques, à dater ces grès d'une façon absolue, il nous paraît toutefois possible, grâce à différents arguments, de les rapprocher du Continental intercalaire et du Kwango, donc de les rapporter au Crétacé.

LOCALISATION. — Le plateau gréseux de Mouka-Ouadda-Ndélé, situé en Afrique équatoriale française, dans l'Oubangui oriental, couvre une superficie de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés. Il forme grossièrement un triangle dont les côtés suivent le parallèle 8°40' de latitude N et le méridien 23°10' de longitude E. Les centres de Ndélé au NW, Ouanda Djallé au N, Yalinga au SE et Mouka au SW jalonnent le périmètre du plateau.

Les grès supportent une végétation de savane se dégradant du S au N ; dans l'ensemble nous pouvons rattacher cette végétation à une zone de transition entre les zones guinéenne (au S) et soudanienne (au N).

HISTORIQUE. — La première étude géologique consacrée aux grès de Mouka-Ouadda paraît être celle de H. Courtet, officier d'administration de l'Artillerie coloniale, second de la mission Chari-lac Tchad (1902-1904) dirigée par A. Chevalier. Son étude porte essentiellement sur les environs de Ndélé, mais, si l'on tient compte de l'homogénéité de l'ensemble gréseux, les observations de H. Courtet peuvent facilement être retrouvées en d'autres zones du plateau.

Pendant de nombreuses années les grès de Mouka-Ouadda n'ont, semble-t-il, que très peu intéressé les géologues. Mais, vers les années 1930-1935, plusieurs géologues ont parcouru la région, attirés par la recherche du diamant et la découverte de quelques gisements. Nous avons ainsi bénéficié des études des géologues belges F. Delhayé et G. Borgniez [1932], G. Borgniez [1935], E. Polinard [1935]. L'étude pétrographique et stratigraphique de régions localisées commençaient à se dessiner et la question de l'âge de ces grès était posée. Ce problème opposait V. Babet et R. Furon [1935] et R. Furon [1947] aux

1. Note présentée à la séance du 20 janvier 1958.

auteurs belges et nous verrons par la suite que l'opinion de V. Babet et R. Furon est maintenant admise. En 1943-1944 H. P. T. Hyde parcourait le plateau de Mouka-Ouadda.

Enfin, depuis 1948, les auteurs de la présente note ont parcouru l'ensemble gréseux et en ont étudié la majeure partie, dans le cadre des études destinées à l'établissement de la carte géologique de reconnaissance de l'A. E. F. au 500 000^e.

Ces lignes ont pour but de résumer les observations faites sur les grès au cours de nos nombreux itinéraires et de faire le point des connaissances actuelles sur cette question.

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE. — La série gréseuse de Mouka-Ouadda est discordante sur un socle composé essentiellement de granites syntectoniques, de migmatites et de roches cristallophylliennes (quartzites, amphibolites et gneiss).

On distingue deux ensembles : les formations de base (conglomérats, grès conglomératiques, argilites), formations particulièrement épaisses à l'E, à l'W et au SW du plateau gréseux, et les grès blancs kaolineux.

1. *Formations de base : conglomérats et grès conglomératiques, argilites.* On ne peut dissocier les conglomérats des grès conglomératiques, car il ne s'agit pas d'une superposition de grès grossiers sur un conglomérat de base, mais d'une association intime entre les deux faciès : les conglomérats forment des lentilles et des chenaux au sein d'une masse de grès grossiers ¹.

Les conglomérats sont formés de galets de quartz bien roulés, associés à de plus gros éléments anguleux ou mal roulés de quartzite, quartzite micacé, gneiss et parfois argilite. La taille moyenne des galets roulés est celle d'un œuf de pigeon, mais les dimensions sont parfois plus grandes et atteignent ou dépassent 30 cm.

Le ciment est gréseux, mais parfois argilo-gréseux, et varie d'une partie à l'autre du plateau. A l'E, il est généralement très ferrugineux et diversement coloré du rouge brique au violet et bleu foncé. A l'W, le ciment est souvent de teinte claire allant du beige au rose et rouge ; dans la partie occidentale du plateau, le ciment est parfois formé de grès plus ou moins kaolineux, identiques à ceux que nous décrirons plus loin.

Les grès conglomératiques sont très hétérogènes, formés d'éléments de toutes tailles, anguleux et roulés. Le ciment est compact et, comme pour le conglomérat,

1. Dans un rapport inédit du Service des Mines de l'A. E. F., H. P. T. Hyde signalait qu'une partie des grès du plateau de Mouka était métamorphisée au contact des granites du Bamingui-Bangoran, d'Ouanda-Djallé et du Djourou.

Sans nous étendre sur cette interprétation, nous signalons que nous n'avons constaté aucune trace de métamorphisme dans aucun point du plateau qui constitue un ensemble sédimentaire non métamorphique sur toute son étendue. Nous avons même pu observer la superposition des formations de base sur le granite dans les régions de la Bali et de la haute Kotto.

mérat dans la partie orientale du plateau, il est très riche en oxyde de fer et confère à la roche une teinte rouge violacé qui en général n'apparaît pas à l'W où les teintes sont plus claires.

Les belles coupes qu'on peut observer sur la bordure est du plateau permettent de déceler, au sein de ces grès, des niveaux latéritiques fossiles formant des surfaces irrégulières avec une teneur accrue en oxyde de fer.

Argilites. Le plus souvent associées au grès grossier, elles sont beaucoup plus sporadiques ; leur épaisseur est faible.

Dans la partie orientale du plateau, on ne les rencontre que dans le bassin de l'Alliou et de la Koumou, elles reposent sur les grès ferrugineux et couvrent certains plateaux. Ce sont des argilites, très fines, de couleur rouge brique se débitant en plaquettes. Elles contiennent parfois des micas blancs. Au microscope on observe de très petits éléments anguleux de quartz dans une pâte argileuse amorphe et riche en oxyde de fer.

Dans la partie occidentale, on rencontre aussi les mêmes argilites, mais le plus souvent elles sont blanches. La couleur mise à part, elles sont absolument identiques.

2. *Grès blancs kaolineux.* On les rencontre uniformément sur toute la surface du plateau gréseux.

Comme pour les formations de base, deux faciès sont étroitement associés : un faciès conglomératique et un faciès gréseux plus fin. L'ensemble est moins grossier, plus tendre, le ciment est plus souvent kaolineux, mais peut être parfois siliceux et la teneur en oxyde de fer presque nulle.

Grès grossiers : c'est un grès assez tendre formé de grains de quartz et de petits galets roulés, cimentés par une argile kaolineuse blanche ou légèrement ocre. Disséminés dans la masse, des galets de quartz roulés donnent suivant leur abondance un aspect plus ou moins conglomératique à la roche.

Grès fins à stratification entrecroisée : ils alternent avec les grès grossiers ; les grès fins sont beaucoup mieux calibrés. En plan, ces grès présentent une disposition des éléments suivant des lignes parallèles, dessinant sur le sol des rides ou de larges courbes et même des spirales. En coupe, on observe une stratification entrecroisée. Un changement dans la stratification est souvent souligné par une petite couche horizontale épaisse de quelques centimètres, formée d'un conglomérat à fins éléments roulés. L'épaisseur moyenne des bancs de même stratification est de 0,3 à 1,2, ou 3 m.

Ces grès sont tendres, fortement kaolineux le plus souvent, et d'une couleur blanche, beige, parfois ocre.

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE. — Les différentes formations constituant les grès de Mouka-Ouadda sont discontinues et correspondent à des conditions de sédimentation différentes à l'intérieur du bassin. Il est donc pratiquement impossible d'établir une stratigraphie valable pour l'ensemble du plateau gréseux.

Dans l'ensemble, il y a eu superposition de grès kaolineux sur les grès conglomératiques de base. Ces grès et conglomérats de base résultent de la destruction des collines du socle. Ils sont formés

de dépôts torrentiels n'ayant subi qu'un faible transport et reposant directement sur le socle. A l'E et au NE du plateau, ces dépôts proviennent de la destruction de roches très ferrugineuses, surtout des quartzites à oxyde de fer comme l'attestent les éléments des conglomérats. Les roches du socle moins ferrugineuses à l'W donnent une teinte plus claire au grès.

Les phénomènes d'érosion ont progressivement fait reculer les lignes des crêtes des collines du socle, et aux dépôts torrentiels ont succédé des dépôts fluviaux et lacustres qui ont formé des grès blancs kaolineux qui constituent le centre du plateau.

Il faut noter que cette succession stratigraphique, si elle est valable en général, n'est pas absolue. En effet il y a eu dépôt simultané des grès ferrugineux conglomératiques sur la bordure du lambeau gréseux et des grès kaolineux au centre de celui-ci. C'est pourquoi l'altitude des conglomérats du col Quijoux est supérieure d'environ 100 m à celle des grès kaolineux de Ouadda et de Djako. On ne peut donc considérer ces derniers comme stratigraphiquement supérieurs aux grès conglomératiques de base du col Quijoux. D'autre part, il est possible que dans la dépression originelle du centre de la cuvette, il y ait eu en certains endroits dépôt direct de grès kaolineux fins sur la pénéplaine cristallophyllienne.

Signalons aussi que la série gréseuse a subi au cours de sa formation plusieurs remaniements. Nous prendrons à ce sujet pour exemple un grès conglomératique trouvé dans la partie sud du plateau près du ruisseau Mbaranza, où nous avons trouvé sous forme de galets des fragments de grès qui proviennent de la destruction de grès déjà consolidés, le même phénomène se retrouve en plusieurs points du plateau gréseux.

La stratigraphie de détail de ces formations a pu être étudiée grâce aux coupes fournies par les buttes témoins, les cañons des rivières et surtout les grandes falaises qui limitent à l'E le plateau de Mouka-Ouadda.

Formation de base. A la base de cette formation, les grès très grossiers, ferrugineux ou non, contiennent des lentilles et chenaux nombreux de conglomérats à très gros éléments.

Au sommet, la densité des lentilles de conglomérats diminue ainsi que la taille de leurs éléments. A l'E du plateau, on note aussi une décroissance des teneurs en oxyde de fer et la teinte passe du rouge violacé au brun ocre. A l'W, les variations de la teinte, qui est plus claire, ne sont pas très sensibles.

Les argilites se situent dans cette formation en niveaux peu épais, formant des lentilles assez peu étendues, à des altitudes différentes. Surmontant souvent les grès grossiers et le conglomérat, elles couronnent les plateaux dans la partie orientale du lambeau gréseux et apparaissent comme le résultat de phases de sédimentation lacustre en bassin fermé, succédant à des phases tor-

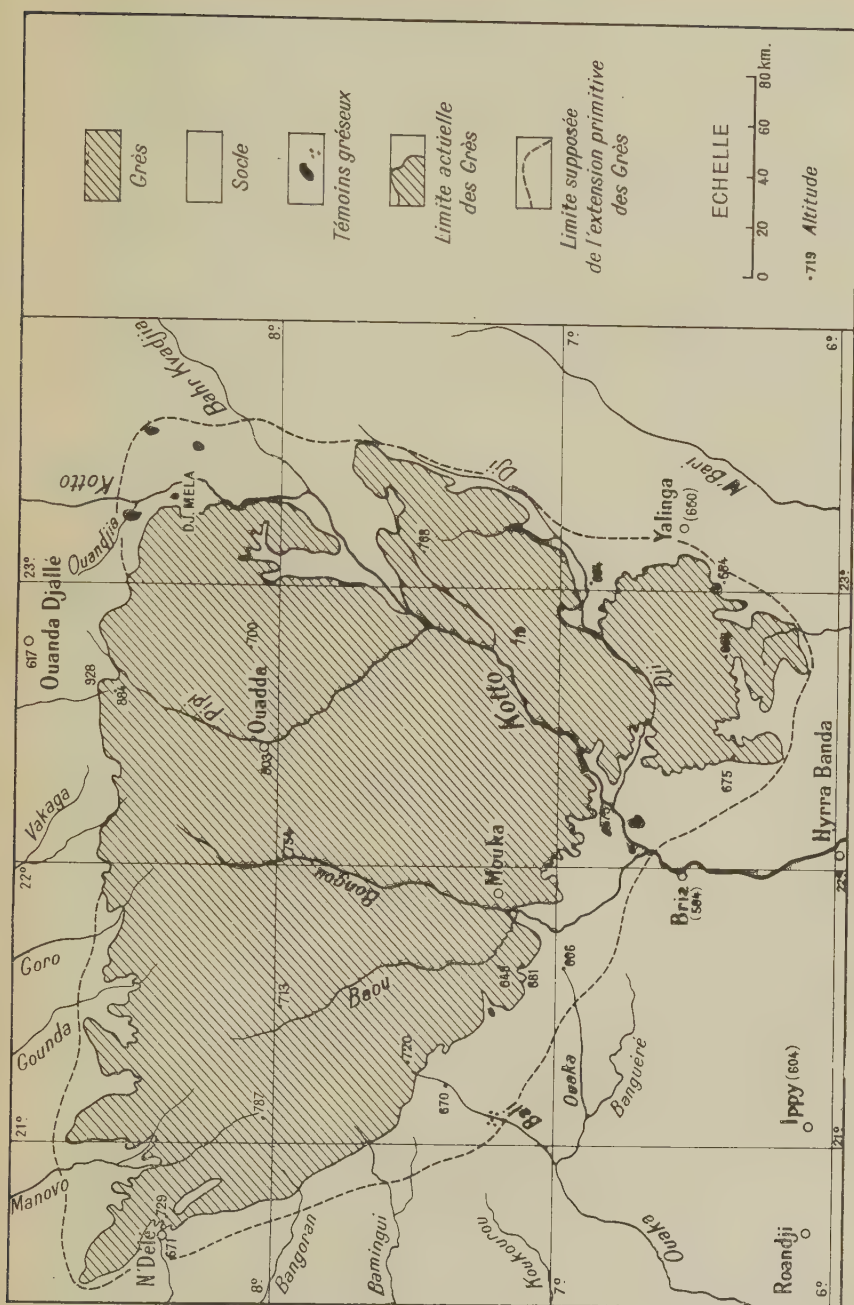


Fig. 1.

rentielles. En certains endroits, la présence de galets d'argilites dans les conglomérats atteste qu'il y a eu parfois reprise de la sédimentation torrentielle après les dépôts d'argilites.

De bonnes coupes de cette formation de base sont données par les cañons de la Mininga, de l'Alliou et des affluents de rive droite de la Kotto, où l'on observe 200 m de grès ferrugineux à lentilles conglomératiques reposant sur un substratum de migmatites.

L'épaisseur de ces formations de base est très variable ; elle dépend du relief propre du substratum. Sur la bordure est du plateau, la falaise terminale dominant la vallée de la Kotto et les cañons découpés par les rivières, qui dégagent en plusieurs endroits des fenêtres d'érosion découvrant le socle, nous permettent de la situer entre 100 et 200 m.

A l'W et au SW, l'épaisseur des conglomérats et grès conglomératiques varie de 80 m, à la hauteur des sources de la Bali, à 10 m, au point où la route Bria-Mouka recoupe la limite de la formation gréseuse. Elle diminue encore d'épaisseur lorsqu'on se dirige vers le SE du plateau et l'épaisseur des grès conglomératiques atteint à peine quelques dizaines de centimètres près des sources de la Kpava.

Grès kaolineux. Il y a alternance du faciès des grès conglomératiques avec celui des grès à stratification entrecroisée. Il y a superposition d'un dépôt sur l'autre alternativement par suite de modifications dans les conditions de sédimentation.

Dans les régions de Ouadda, Djako et Mouka, plusieurs buttes témoins forment des coupes montrant l'association de ces deux faciès. Lorsque les grès conglomératiques surmontent les grès à stratification entrecroisée, les phénomènes d'érosion conduisent à la formation de grottes et d'arches naturelles. En effet les grès à stratification entrecroisée, plus tendres, sont érodés et ménagent des cavités, tandis que la voûte de grès conglomératique reste inchangée.

Plus à l'W et à une altitude supérieure, donc au-dessus des faciès décrits ci-dessus, au voisinage du bassin de la Bongou, les faciès conglomératiques ont tendance à disparaître et les grès supérieurs, généralement plus fins et mieux calibrés, couronnant les sommets du plateau gréseux, pourraient avoir une origine éolienne. Nous aurons l'occasion de reprendre plus loin cette question.

Nous donnerons ici deux coupes situées aux extrémités opposées du plateau.

La première est empruntée à H. Courtet [1907] qui l'a relevée au voisinage de Ndélé.

Les grès d'une épaisseur totale de 60 m reposent sur des quartzites.

12,00 m : inspection difficile par suite des éboulements

0,15 couche argileuse

1,10 grès

0,25 poudingue ferrugineux à gros éléments

0,50 grès

2,00 poudingue ferrugineux à gros éléments. Dans les poudingues intercalés dans les grès, il existe des galets roulés atteignant jusqu'à 20 cm dans leur plus grande dimension

9,75 grès à grain fin de couleur claire, rougeâtre ou jaunâtre

0,25 poudingue ferrugineux à gros éléments

2,80 grès à grain fin de couleur claire, rougeâtre ou jaunâtre

0,20 poudingue ferrugineux à gros éléments

2,50 m	grès à grain fin de couleur claire, rougeâtre ou jaunâtre
0,20	poudingue ferrugineux à gros éléments
0,80	grès à grain fin de couleur claire, rougeâtre ou jaunâtre
0,20	poudingue ferrugineux à gros éléments
1,00	grès à grain fin de couleur claire, rougeâtre ou jaunâtre
0,20	poudingue ferrugineux à gros éléments
4,10	grès à grain fin de couleur claire, rougeâtre ou jaunâtre
11,00	grès grossier (conglomérat) de couleur claire, jaunâtre, dans lequel on rencontre des amas de grès à grain fin de même couleur contenant quelques menus galets roulés
2,75	grès à grain fin de couleur claire, rougeâtre ou jaunâtre
0,25	poudingue ferrugineux à gros éléments
8,00	inspection difficile par suite des éboulis de roche ferrugineuse.

La deuxième coupe a été observée au Djebel Mela, à l'extrémité orientale du plateau. La série gréseuse est ici discordante sur le granite hétérogène. Le contact est parfois masqué par les éboulis.

0,10 m :	grès fins roses
0,20	conglomérat
1,50	grès fins en lits réguliers avec, par place, intercalation de gravillon en lits
0,20	conglomérat
25,00	grès grossiers arkosiques de teinte rose formant des bancs de 4 m environ, avec intercalation de lits de gravillons. Par place on remarque des grès à grain plus fin.
8,00	grès beige clair
40,00	succession de bancs de 3 à 5 m de grès rosâtre, jaunâtre ou beige, à grain fin et grossier. On observe des lits de galets plus ou moins inclinés à l'intérieur de ces bancs.

TECTONIQUE DES GRÈS. — L'absence de niveau repère et la présence de stratifications entrecroisées rendent difficile l'observation d'accidents tectoniques.

G. Borgniez [1935] signale des rejets inférieurs à 100 m et des ondulations. Sans mettre en doute les affirmations de cet auteur, les ondulations nous paraissent difficiles à déceler à cause de la présence de la stratification entrecroisée qui change constamment la direction des couches. Pour notre part, nous n'avons rien vu de semblable. Pour les mêmes raisons, l'observation des failles est très difficile ; dans la vallée de la Bongou nous avons pu en observer une dont l'existence est certaine et qui présente un léger rejet.

On peut donc penser que le bloc rigide des grès de Mouka a pu subir les effets d'une tectonique cassante, mais sans doute de faible amplitude. Signalons qu'il existe de nombreuses diaclases dont les directions les plus fréquentes paraissent être 70° et 120°.

ORIGINE ET ÂGE DES GRÈS DE MOUKA. — 1. *Origine.* A la suite de cette étude, une question se pose qui est celle de leur origine.

E. Polinard [1935] pense à une origine continentale et G. Bourniez [1935] à un complexe fluvio-lacustre. Pour nous, il nous est apparu clairement que les dépôts se sont produits en effet sur une aire continentale en milieu fluvio-lacustre (stratification entrecroisée, niveaux conglomératiques importants et répétés).

On peut toutefois se demander si la formation s'est déposée totalement en milieu aqueux. Nous avons signalé en effet la disparition à peu près complète de niveaux conglomératiques, le calibrage plus serré des grès, enfin l'abondance des assises à grain fin dans le sommet de la série. Cette partie de la série gréseuse pourrait avoir une origine éolienne.

A ce sujet nous signalerons notre désaccord avec J. Gsell [1953] dans l'interprétation de la genèse de la série gréseuse de Mouka-Ouadda. Cet auteur écrit en effet que « seuls, les grès du Massalit, ceux de Ndélé et ceux du Continental intercalaire sont presque entièrement formés de grains éoliens, dépolis et mats ». Nous ne voulons pas mettre en cause l'origine des grès du Massalit. Mais nous ne pouvons accepter l'interprétation de J. Gsell qui attribue aux grès de Mouka-Ouadda-Ndélé une origine presque uniquement éolienne. Les niveaux conglomératiques qui englobent des éléments de très grande taille nous permettent au contraire d'affirmer que l'origine de ces grès n'est pas éolienne.

Sans aucun doute, la partie la plus importante de la série de Mouka, formation de base, argilites et la majeure partie des grès relèvent d'un dépôt en milieu aqueux fluvio-lacustre. Mais localement les assises supérieures à grain de taille généralement petite, assez homogène, sans trace d'éléments conglomératiques pourraient être dues à une origine éolienne. Mais, il faut le souligner encore une fois, ces assises ne représentent qu'une faible partie de l'ensemble du plateau gréseux.

Nous aurions en somme un type de sédimentation du genre de la cuvette tchadienne, avec primitivement un lac de très grande étendue se réduisant progressivement sous l'influence d'un climat sec, pour laisser place à une région désertique où se seraient formées des dunes.

2. *Age de la formation.* L'absence de fossiles empêche de donner à ces grès un âge avec certitude absolue. Toutefois la comparaison des grès de Mouka et des séries de même faciès rencontrées dans d'autres régions de l'Afrique a permis d'établir une hypothèse sur la date de leur dépôt.

Ici nous ferons appel, faute d'observations personnelles, à des auteurs qui ont parcouru des régions voisines.

A la suite de F. Delhay et M. Sluys [1917], les géologues ont attribué un âge Karroo aux formations présentant les caractères des grès de Mouka-Ouadda. E. Polinard [1935] qui a étudié les régions situées aux confins des provinces du Congo-Kasai et du Katanga affirme que « les grès conglomératiques de la région présentent une ressemblance frappante avec les grès du Lualaba-Lubilash, du Kasai et du Sankuru du Congo belge ». Mais G. Borgniez [1935] pense que le terme du Lubilash est hasardeux. Le synchronisme Lubilash-Congo-Ouadda est possible mais pas certain; « on pourrait, écrit-il, les comparer avec raison aux grès secondaires et tertiaires du Cameroun et aux grès primaires des grès de Nubie ».

En 1935, V. Babet et Furon introduisaient en A. E. F. le terme de « Continental intercalaire » créé par C. Kilian, pour désigner les formations continentales du Sahara et des régions voisines postérieures au Post-Tassilien et antérieures à la transgression du Cénomanién supérieur. R. Furon [1947] précisa que les grès de Mouka Ndélé devaient être rattachés au Continental intercalaire. De ce fait l'âge de ces grès était considérablement rajeuni et correspondait au Jurassique et au Crétacé et non plus au Carbonifère supérieur-Rhétien (dans l'hypothèse d'un âge Karroo).

D'ailleurs, en 1953, ces différences d'interprétation étaient aplanies. La découverte d'une faune (étudiée par P. de Saint-Seine [1953]) du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (dans la série du Lualaba) et du Crétacé supérieur (dans la série du Kwango) permettait d'affirmer que les séries du Lualaba et du Kwango ne peuvent être rapportées au Karroo d'Afrique australe. Ainsi l'attribution au Karroo des grès de Mouka-Ouadda par analogie avec les couches de Lualaba et du Kwango tombe en même temps que l'assimilation de ces dernières séries au Karroo d'Afrique australe.

Les âges du Continental intercalaire et des séries du Kwango et du Lualaba, précédemment attribués au Karroo, sont dès lors très comparables et ainsi sont résolues les différences d'interprétation signalées plus haut.

Nous devons signaler encore l'opinion de G. Gérard. Ce dernier, dans la notice de la carte au 2 000 000^e de l'A. E. F. (en cours de publication), compare les grès de Mouka au grès de Carnot situés dans l'Est-Oubangui.

J. Delorme et M^{lle} F. Delany [1956] ont étudié cette série gréseuse. Ils ont défini : un ensemble gréseux subdivisé en deux séries et une série fluvioglaciaire; l'ensemble gréseux et la série fluvioglaciaire sont séparés par une lacune de sédimentation et une d'érosion.

a) *L'ensemble gréseux* est subdivisé en :

— une série supérieure de grès à ciment généralement argileux, à grain fin ou moyen de teinte blanche ou ocre et à stratification entrecroisée souvent bien marquée. Ces grès contiennent des lits à galets de quartz et de rares intercalations d'argiles rouges ou ocres qui ne semblent pas fossilifères.

— une série inférieure (5 à 80 m) d'arkoses et de conglomérats avec intercalation d'argilites.

b) *La série fluvioglaciaire* est discordante sur le socle précambrien; cette série s'est déposée dans les dépressions des pénéplaines. Elle est composée d'argilites et de tillites.

J. Delorme et M^{lle} F. Delany assimilent avec certaines réserves l'ensemble gréseux au Kwango du Congo belge, la série supérieure

correspondant au Kwango supérieur et la série inférieure au Kwango inférieur.

Ils assimilent la série argileuse de base plutôt au Lukuga qu'au Lualaba. Eux aussi font un rapprochement entre la série gréseuse supérieure et les grès de Nubie du Soudan anglo-égyptien.

G. Gérard, s'appuyant sur cette description, compare les grès de Carnot aux grès de Mouka. Il écrit : « Il nous paraît difficile de ne pas faire un rapprochement avec l'ensemble gréseux étudié et défini par J. Delorme et M^{lle} F. Delany en Oubangui-Chari occidental. Les assises supérieures (Mouka) de grès blancs ou ocre à stratification entrecroisée présentent en effet des caractères très voisins de ceux de la série supérieure (Carnot) assimilée au Kwango supérieur, tandis que la base, à niveaux conglomératiques également diamantifères, semble bien correspondre à la série inférieure assimilée au Kwango inférieur. La différence essentielle entre les grès de Ouadda-Mouka et les grès de Carnot serait l'absence de la série argileuse de base. Dans l'Oubangui oriental, le Kwango reposerait donc directement sur le socle précambrien. »

Cette opinion est intéressante et l'assimilation grès de Carnot-grès de Mouka parfaitement justifiée. On peut donc, compte tenu des réserves qui peuvent être formulées en l'absence de fossiles, attribuer un âge crétacé au grès de Mouka-Ouadda.

3. *Extension primitive du plateau gréseux.* Nous avons signalé que de hautes falaises limitent en plusieurs points le plateau gréseux. Ces falaises sont à coup sûr des limites d'érosion.

Nous essaierons de tracer la limite d'extension maximum des grès et nous renverrons le lecteur à la carte (fig. 1), en soulignant toutefois le caractère hasardeux de cet essai.

La bordure nord du plateau gréseux, entre les rivières Ouandjia à l'E et Vakaga à l'W correspond exactement à l'extension primitive des grès. Ceux-ci viennent s'adosser aux collines du socle, qui forment le massif de Bongo, au S d'Ouanda Djallé. A l'extrémité sud du plateau, dans la région du Nzako et de Yalinga au SE, ainsi que en bordure du Dji, la faible épaisseur des grès permet aussi de penser que la limite actuelle est à peu près la limite primitive du plateau.

Par contre au NE et à l'WSW, le contact du plateau gréseux avec le socle est marqué par d'importantes falaises et les limites actuelles ne sont que des limites d'érosion marquant un recul des grès par rapport à leur extension primitive ; le fait est souligné par l'existence de buttes témoins en avant du contact grès-socle.

A l'E, le lambeau gréseux se termine par une falaise très impor-

tante longeant la vallée de la Kotto. La hauteur de cette falaise est de 100 à 200 m et plusieurs buttes témoins ont été repérées, de part et d'autre de la Kotto. Deux de ces buttes témoins arrivent au contact des collines de quartzite du Bar Kvadja très à l'E de la falaise marquant la limite actuelle des grès. Il semble que ces deux témoins soulignent la limite extrême du plateau gréseux vers l'E et que celui-ci, beaucoup plus étendu, s'adossait au N aux collines de la haute Kotto et à l'E aux collines de quartzite du Bar Kvadja, recouvrant presque entièrement le bassin de la Kotto.

Vers le NW, dans la région des rivières Goro, Gounda et Koumbala, le plateau gréseux se termine par une falaise qui atteint à son maximum 50 m au niveau de la Koumbala. Aucune butte témoin n'a été repérée vers le N et si une extension primitive vers le N est certaine, il ne semble pas que celle-ci fut considérable.

A l'W sur le bord de la-Bali, nous avons trouvé des galets roulés à 10 ou 12 km au S de la limite des grès, qui, là aussi, se terminent par une falaise ; ces galets se trouvent sur les rives du cours d'eau, encaissé à cet endroit de 2 ou 3 m et paraissent provenir du conglomérat. Au SW, nous avons rencontré des témoins gréseux sur la Bongou, à une centaine de mètres en amont du bac de la route Bria-Boulouba. E. Polinard sur sa carte signale aussi des lambeaux gréseux importants au S de Boulouba sur la rive gauche de la Kotto.

Ces témoins nous permettent donc de penser que le plateau était sensiblement plus étendu qu'il ne l'est à l'heure actuelle.

INTÉRÊT ÉCONOMIQUE DES GRÈS DE MOUKA-OUADDA. — Sur le pourtour du plateau gréseux, de petites exploitations alluvionnaires de diamants se sont installées depuis 1935 environ. Les gisements se trouvent en général dans des rivières creusées dans les grès mais coulant sur le socle, en bordure du plateau. Depuis une dizaine d'années des gisements situés à l'intérieur du plateau gréseux, sur la rivière Bongou en particulier, se sont révélés exploitables et à ce jour ont produit du diamant.

Notre propos n'est pas ici de faire une étude des gisements, mais de signaler certains points intéressants, découlant de l'étude géologique.

Retenons en effet la position des kimberlites diamantifères du Congo belge. L. Cahen [1954] précise que les kimberlites du Kasāï-Lunda sont postérieures au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur et antérieures au Crétacé supérieur. Le Crétacé supérieur est représenté par la série du Kwango qui est diamantifère à la

base. On voit donc que l'analogie grès de Mouka-série du Kwango, déjà soulignée par l'étude géologique, revêt une importance particulière, lorsqu'elle est examinée sous l'angle de la minéralisation diamantifère.

Signalons aussi qu'en Angola la formation de la Calonda, définie par C. Freire de Andrade [1954], composée de grès diamantifère, est attribuée au Crétacé supérieur et présente des analogies avec les grès de Mouka.

Ainsi, dans la région que nous étudions ici, comme au Congo belge et en Angola, il semblerait que les kimberlites sont antérieures au Crétacé supérieur, et doivent être recherchées dans les formations sous-jacentes à la série de Mouka-Ouadda, c'est-à-dire dans le complexe de base.

CONCLUSION. Le plateau de Mouka est donc uniquement constitué par des grès et grès conglomératiques passant parfois à un véritable conglomérat. De rares passées d'argilites rompent la monotonie de cette série au point de vue pétrographique.

L'origine de l'ensemble est sans aucun doute fluvio-lacustre, une faible partie de la série gréseuse vers le sommet pourrait avoir une origine éolienne.

La stratigraphie est rendue difficile par la discontinuité des différentes formations. Il n'y a pas eu simultanément dans les dépôts des différentes assises et on a pu relever en plusieurs points des exemples de remaniements dans la série gréseuse.

N'ayant pas eu la bonne fortune de découvrir des fossiles, nous ne pouvons attribuer un âge à la série des grès, d'une façon absolument certaine, nous devons nous contenter de signaler les analogies de faciès.

En terminant cette étude, nous voulons cependant exprimer l'espoir que des recherches ultérieures permettront la découverte d'une faune qui, précisant l'âge de cette formation, permettra d'établir mieux que nous n'avons pu le faire jusqu'à ce jour une stratigraphie plus rigoureuse.

BIBLIOGRAPHIE

- BABET V. et FURON R. (1935). — Sur les formations continentales, post-hercyniennes de l'Ouest Africain (Afrique occidentale et Afrique équatoriale). *C. R. Ac. Sc.*, t. 200, p. 474-476.
- BESSOLES B. (1953). — Coupure géologique Yalinga Ouest. *Rapp. ann. Serv. géol., Dir. Mines et géol. A. E. F.*, p. 17-23.
- (1955). — Carte géologique de reconnaissance de l'A. E. F. au

- 500 000^e, feuille Yalinga-Ouest, avec notice expl., 24 p., Paris, Dir. Mines et Géol. A. E. F.
- BORGNIEZ G. (1935). — Esquisse géologique de l'Oubangui-Chari occidental et des régions voisines. *Chron. Mines colon.*, p. 354-372.
- CAHEN L. (1954). — Géologie du Congo belge, Liège, Vaillant-Carmanne, xvi + 580 p., 98 fig., 20 pl.
- CAHEN L. et LEPERSONNE J. (1956). Congo belge. In *Lexique stratigraphique international*, vol. IV (Afrique), fasc. 7 a. Paris, Centre Nat. Rech. scient.
- COURTET H. (1907). — Géologie et Minéralogie. In A. CHEVALIER, Mission Chari-Tchad (1902-1904). Paris, A. Challamel, xv + 753 p., 112 fig., 7 pl.
- DELAFOSSÉ R. (1953). — Coupure géologique Ouanda Djallé Est. *Rapp. ann. Serv. géol., Dir. Mines et géol. A. E. F.*, p. 24-27.
- (1956). — Coupure Ouanda Djallé Est. *Bull. Dir. Mines et géol. A. E. F.*, n° 7, p. 89-94.
- DELHAYE F. et SLUYS M. (1917). — La formation du Karroo dans le Congo occidental. *C. R. Ac. Sc.*, t. 165, p. 314-316.
- DELHAYE F. et BORGNIEZ G. (1932). — Rapport sur la mission Rémina. *Arch. Dir. Mines et géol. A. E. F.* (inédit).
- DELORME J. et DELANY F. (1956). — Étude préliminaire de la série argilo-gréseuse de la région diamantifère de l'Ouest Oubangui. *C. R. 20^e sess. Congr. géol. intern. Mexico* (à paraître).
- FREIRE DE ANDRADE C. (1954). — On the age of the so called « Lunda Stage » in diamondiferous region of Northern Angola. *Bol. Soc. geol. Portugal*, vol. 11, p. 69-74.
- FURON R. (1947). — Géologie et ressources minières de l'Afrique équatoriale. *Rev. gén. Sciences*, t. 54, p. 129-133.
- FURON R. et NICKLÈS M. (1956). — Afrique équatoriale française, Cameroun français, Guinée espagnole et San Tomé. In *Lexique stratigraphique international*, vol. IV (Afrique), fasc. 6. Paris, Centre nat. Rech. scient.
- GÉRARD G. (En cours de publication). — Notice de la Carte géologique de l'A. E. F. au 2 000 000^e.
- GSELL J. (1953). — Observations préliminaires sur la constitution géologique de la bordure orientale de la cuvette tchadienne. *C. R. Ac. Sc.*, t. 236, p. 399-400.
- HYDE H. P. T. — Rapports. *Arch. Dir. Mines et géol. A. E. F.* (inédits).
- MOUTA F. (1956). — Angola. In *Lexique stratigraphique international*, vol. IV (Afrique), fasc. 7 b. Paris, Centre nat. Rech. scient.
- NICKLÈS M. (1952). — Carte géologique de l'A. E. F. et du Cameroun, 3 feuilles au 2 000 000^e et notice explicative (en collab. avec V. HOURCQ), 109 p., Paris, Dir. Mines et géol. A. E. F. et Serv. Mines Cameroun.
- (1952). — Les formations du Karroo en Afrique équatoriale française, 19^e sess. *Congr. géol. intern. Alger*, Symposium sur les séries de Gondwana, p. 187-190.
- POLINARD E. (1935). — Constitution géologique et pétrographique des Bassins de la Kotto et du Mbari. *Mém. Inst. r. colon. belge, sect. Sc. nat. et médic.*, in-4°, t. IV, fasc. 3, 133 p., 22 fig.
- SAINT-SEINE P. DE (1953). — Poissons fossiles de la Cuvette congolaise. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 343-345.

SUR UN MODE TECTONIQUE PARTICULIER DES FORMATIONS ORDOVICIENNES DE LA MINE DE BENTAILLOU (ARIÈGE)

PAR Jean-Paul Destombes ¹.

Sommaire. — Trois coupes méridiennes, à l'extrémité orientale d'un péri-clinal d'axe E-W et à des altitudes étagées différant de 500 m, montrent le relai de larges compartiments verticaux par des panneaux moins larges et moins pentés vers la surface, puis par des couches superficielles n'ayant pas participé aux mouvements de rotation. La cause de ces mouvements ne peut être recherchée que dans une compression profonde tendant à diminuer vers la hauteur.

I. INTRODUCTION ². — Les terrains paléozoïques sous-jacents au Gothlandien de l'Ariège, comme ceux d'une grande partie de la zone axiale pyrénéenne, sont souvent plissés suivant des types simples. Bien qu'ayant subi plusieurs orogénèses (la première à l'époque hercynienne, les suivantes au Crétacé et au Tertiaire), ces terrains ne présentent généralement que des plis à grands rayons de courbure. Si on n'invoque que la nature du matériel mis en jeu, cette simplicité peut être attribuée :

— d'une part, à l'*homogénéité* des roches qui les composent : schistes quartzitiques et quartzites (quartzophyllades) sans intercalations de couches d'une nature nettement différente ;

— d'autre part, à une induration générale (*homogénéité acquise*) due au métamorphisme régional hercynien, antérieur aux plissements.

Rappelons que la couverture post-triasique de la zone axiale montre très fréquemment en Ariège comme dans toutes les Pyrénées, une structure beaucoup plus complexe. De même, les formations post-gothlandiennes et anté-triasiques ont été souvent modelées par les différentes orogénèses, suivant des styles qui n'ont que de lointains rapports avec ceux des plis du véritable socle (anté-gothlandien) sous-jacent. Les interprétations de ces

1. Note présentée à la séance du 3 février 1958.

2. Je remercie la Direction du Bureau de Recherches géologiques, géophysiques et minières (B. R. G. G. M.) qui m'a autorisé à publier cette étude, effectuée à l'occasion de recherches minières en liaison avec l'Union minière pyrénéenne.

faits sont maintenant classiques depuis que l'on a reconnu que les schistes carburés (Gothlandien) pouvaient provoquer des disharmonies importantes, en raison de leur plasticité, comparable, dans une certaine mesure, à celle du Trias.

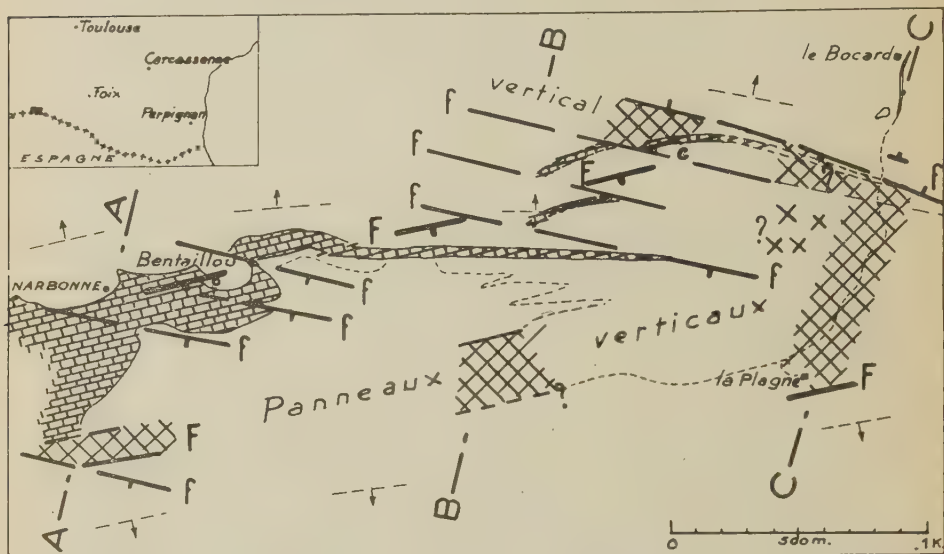


FIG. 1. — Affleurements des calcaires du Bentaillou.

F : failles hercyniennes ; f : failles pyrénéennes ; en croisillons : panneaux verticaux.

Le petit rectangle noir figuré dans le cartouche sur la frontière espagnole correspond à la région de l'étude.

II. STRUCTURE DE LA RÉGION. — Les observations présentées ici ont trait à des formations d'âge antérieur au Gothlandien, dont la composition détaillée sera fournie dans le paragraphe suivant. Elles comprennent essentiellement : des phyllades, des conglomérats et des calcaires, ces derniers étant toujours supportés par des calcschistes « pseudo-carburés » qui miment souvent, par leur faciès, les schistes carburés du Gothlandien.

Ces formations sont ployées en un vaste anticlinal à pendages très modérés dont l'axe E-W est parallèle à la frontière, à peu de distance au N de celle-ci. Or on observe vers la région axiale de cet anticlinal, au moyen de coupes méridiennes étagées en profondeur entre les niveaux 900 et 2 000, l'existence de panneaux verticaux plus ou moins larges suivant leur position plus ou moins basse dans la structure. *Vers la surface topographique les panneaux*

diminuent de pendage et de largeur et, vers le haut, la voûte se ferme d'une manière continue.

L'objet de cette étude est de proposer une interprétation de cette opposition, créée par ces structures aberrantes, locales. Il y a lieu d'invoquer, ainsi que nous le verrons :

— *pour les expliquer* : des efforts de compression d'autant plus violents que les panneaux redressés sont situés plus profondément dans le cœur de la structure ; l'ajustement vers un moindre volume correspond bien ici aux schémas théoriques [Goguel, 1952, fig. 61] ;

— *pour les situer* : une hétérogénéité pétrographique, bien soulignée par des contacts francs entre niveaux schisteux, conglomératiques et calcaires, qui a facilité les disharmonies jusqu'à la rotation vers ces ajustements.

La région de la mine de Bentaillou qui nous occupe a déjà fait l'objet de plusieurs études géologiques. Celle de J. Durand et E. Raguin [1943] a eu l'intérêt de montrer, contrairement aux interprétations « nappistes » antérieures, que la succession des couches ordoviciennes était normale, que les calcaires minéralisés par substitution appartenaient, non au Dévonien, mais au Caradoc et que ces couches calcaires alternaient par endroits avec des poudingues classiques de cet étage. S. Visvanath [1955] a confirmé ces attributions stratigraphiques dans une importante monographie consacrée, pour une grande part, aux différents types de minéralisations rencontrés dans les exploitations. Enfin, plus récemment encore, J. Loughnon, J.-P. Prouhet, P. Sainfeld et moi-même, ingénieurs géologues au B. R. G. G. M., avons contribué à des études géologiques régionales de différentes natures : minéralogique, cartographique, sondages de recherches pour le compte du B. R. G. G. M.

III. DESCRIPTION GÉOLOGIQUE. — A) *Succession stratigraphique régionale*. La coupe complète des assises qui nous intéressent peut s'établir au N et au S de la « station Narbonne », bâtiment de l'exploitation de l'Union minière pyrénéenne, à la mine du Bentaillou (altitude 1 900) ; on peut s'assurer, notamment ici, de la position des calcaires du Caradoc *sous* le Gothlandien et *sur* les conglomérats de même âge. De haut en bas de la série on trouve :

DÉVONIEN. Schistes et calcschistes gris à gris bleu de la montagne d'Ourdouas.

GOTHLANDIEN. Schistes carbonés classiques, fossilifères quelques kilomètres en aval et au N du Bentaillou, paraissant épais d'environ 200 m.

ORDOVICIEN. a) *Phyllades bleutées* (série bleue), peu quartzitiques, épaisses ici d'environ 50 m.

b) *Calcaires* (et rares calcschistes) cipolins dits du Bentaillou, souvent dolomitiques, sidéritisés par endroits ; ils montrent dans la région de la Mine même (« Narbonne ») un maximum d'épaisseur, soit 125 m. Ces calcaires sont fossilifères (grauwacke à *Orthis*) au Bocard (cote 900, à 2,5 km à l'E de notre coupe), où ils ont une épaisseur de 3 m. Le mur des calcaires est constitué par des calcschistes noirâtres, graphiteux, peu épais : 5 m.

c) *Série conglomératique* de 40 m, constituée ici par des schistes très quartzitiques noirâtres au sommet (série noire), verdâtres vers la base, enrobant des galets étirés de quartz, quartzites et rhyolites (analogues à ceux qui ont été décrits en Haute-Garonne par E. Raguin [1946]), en deux lits de quelques mètres d'épaisseur. Les éléments du conglomérat ont de 1 à 10 cm de dimension.

d) *Schistes et quartzites* (quartzophyllades) verts (série verte), de plus en plus clairs quand on s'enfonce dans la série, visibles sur 100 m.

B) *Variations latérales de cette série.* Grâce à la séquence : *schistes gothlandiens, série bleue, série calcaire, série noire, conglomérats, série verte, constituant un repérage constant*, on peut suivre les variations stratigraphiques de cette série vers l'E et vers l'W.

a) *Calcaires.* Vers le Pic de Crabère, à l'W, les calcaires, bien connus aux affleurements et étudiés dans les exploitations et en sondages par J.-P. Prouhet, diminuent d'épaisseur au profit des schistes de la « série bleue » superposée ; on observe la même décroissance du faciès calcaire vers l'E, en même temps que l'augmentation d'épaisseur des schistes de la série bleue. Au Bocard, à 2,5 km à l'E de la coupe de référence, les calcaires sont réduits à 0,50 m d'épaisseur massive et à 2,50 m de calcschistes fossilifères, en série continue, concordant sous le mur du Gothlandien, dont ils sont séparés par environ 100 m de phyllades de la série bleue. Davantage à l'E vers le torrent d'Orle, les calcaires reprennent une puissance de 30 à 40 m.

b) *Conglomérats.* On observe, à 2 km à l'E et à 3 km à l'W de la coupe de référence, des conglomérats à éléments de « calcaires du Bentaillou », superposés aux calcaires, à quelques mètres au toit de ceux-ci. De même vers le S, au Port de la Hourquette et dans le torrent d'Artignac où les récurrences calcaires-conglomérats sont multiples, avec gros éléments de cipolins pris dans les conglomérats. Toutefois, on peut s'assurer, dans les deux coupes occidentales figurées (A et B, fig. 2), qu'il n'existe qu'une seule bande calcaire, superposée à un seul niveau conglomératique.

C) *Trois coupes du flanc nord de l'anticlinal.* La fig. 2 est une restitution, sur une même échelle verticale, de trois coupes relevées à des altitudes comprises entre 1 000 et 1 900 m.

— La coupe A, par Narbonne, la plus occidentale et la plus élevée en altitude (cote 1 900), montre l'extension septentrionale du flanc nord, très calme, par opposition à la répétition de la série conglomératique, verticalisée, au S, entre failles subverticales.

— La coupe B, à une cote moyenne de 1 400 m, montre le même type de répétitions des séries conglomératiques au S de la crête 1629, qui, comme dans la coupe A, correspond à une structure très simple, accidentée seulement par des failles verticales bien connues aux travaux de recherches. Au N de la station de Rouge, des calcaires minéralisés subverticaux se situent entre deux failles verticales et ce panneau doit très probablement sa structure aux mouvements qui nous intéressent ici.

— Enfin, la coupe C, par le Bocard et le ruisseau d'Uretz, à la cote 1 000, montre la grande extension des couches redressées (750 m) ; vers le N, les couches verticales sont arrêtées par un accident oblique aux directions qui

est probablement d'âge tertiaire. Ici, comme dans la coupe A, on peut s'assurer que la limite méridionale des séries verticales est un accident parallèle aux directions des couches, au S duquel les couches reprennent soit l'horizontale, soit un faible pendage sud; cet accident limite se trouve donc vers le centre de l'axe anticlinal. Enfin, en opposition à ces coupes, ajoutons que les levés faits à quelques kilomètres à l'E et à l'W de la gorge d'Uretz montrent, vers la cote 2 000, la fermeture normale de l'anticlinal, sans couches redressées.

SUD

NORD

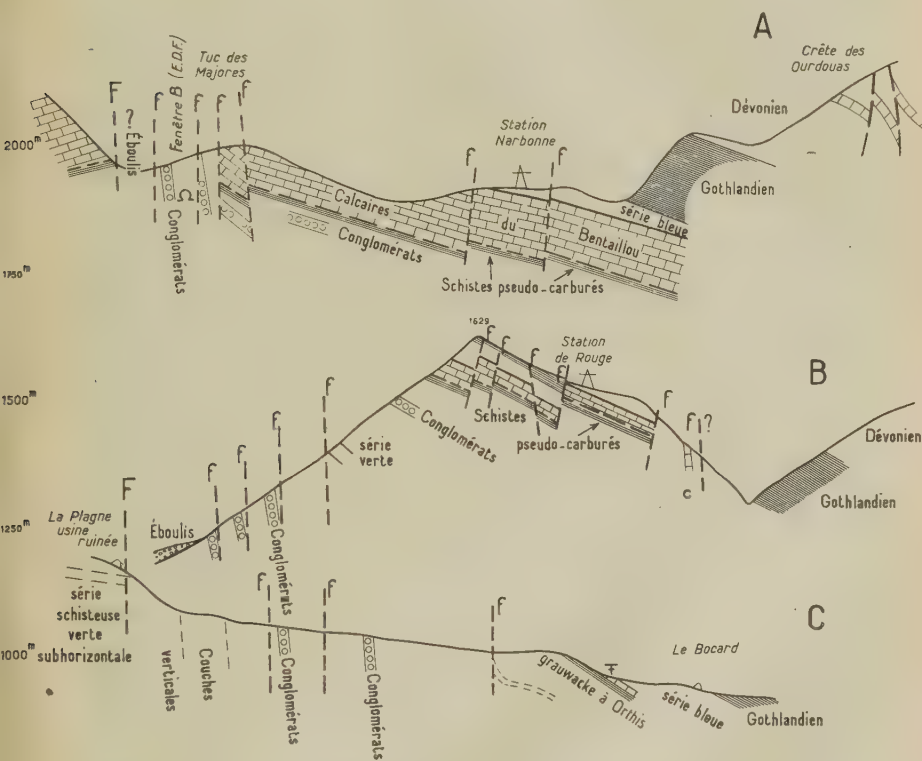


FIG. 2. — Trois coupes subméridiennes dans la région de la mine du Bentaillou.

IV. INTERPRÉTATION. — Les problèmes qui se posent au sujet de ces structures verticales disharmoniques si particulières sont les suivants :

- raccord des coupes entre elles,
- sens du déversement,
- âge de ces mouvements,
- essai de corrélation des panneaux verticaux en profondeur.

26 novembre 1958.

Bull. Soc. Géol. Fr. (6), VIII. — 8

a) La continuité en direction des trois séries de panneaux verticalisés, de la coupe C à l'E, à la coupe A à l'W, entre deux régions nord et sud où les pendages sont normaux (exception faite du panneau nord de la forêt de Rouge), oblige à proposer le raccord de trois coupes en direction E à ENE ; la faille sud de la Plagne sur la coupe inférieure (C) correspondant à la faille sud des panneaux verticalisés de la coupe supérieure (A).

b) Cette continuité directionnelle (direction des couches elles-mêmes) de la zone redressée est un élément d'appréciation du sens de rotation de chacun des panneaux ; en effet, les conglomérats verticaux de la cote 1900 ont pivoté dans le sens des aiguilles d'une montre pour un observateur placé à l'E, il est donc vraisemblable que les couches prolongeant vers l'E ce dispositif ont subi le même sort. Un double accident très local vu sur la crête des Ourdouas (coupe A), dans des calcaires dévonien, corrobore nettement ce sens de rotation.

c) La direction vers l'E est celle des couches, or on connaît dans la mine du Bentaillou et aux affleurements deux types de failles :

— les failles parallèles aux couches (faille du Bentaillou par exemple),

— des failles, recoupant les précédentes, obliques sur les premières (ESE). Cette dernière direction est la direction régionale des accidents d'âge tertiaire.

Il est donc très vraisemblable de considérer comme d'âge hercynien les mouvements de rotation des couches considérées.

d) Les observations précédentes ont souligné la présence des couches redressées à la verticale :

— dans les seules formations ordoviciennes généralement inférieures aux calcaires du Bentaillou (exception faite des petits accidents de la crête des Ourdouas, coupe A) ;

— dans la zone la plus profonde mise à jour par l'érosion du haut Lez.

On ne peut donc aucunement conclure que des couches verticales ne « supportent » pas, à l'E comme à l'W et comme sous les exploitations actuelles, les structures calcaires des affleurements de l'anticlinal des calcaires du Bentaillou. Le raccord dans la série verticale doit s'effectuer par des accidents obliques, du type de ceux de la crête des Ourdouas.

Enfin toutes ces observations et en particulier la continuité de la structure en hauteur au-dessus des couches verticales et la largeur décroissante vers le haut des panneaux verticaux, ainsi que les failles inverses des Ourdouas, suggèrent que ces accidents sont dus à une compression du substratum dans le sens N-S, compression

qui a pu, jusqu'à la cote actuelle de 1900, montrer ses effets dans l'allure verticale des bandes qui ont pivoté pour gagner du volume.

CONCLUSION. — a) L'érosion du cirque d'Uretz a permis d'analyser une structure profonde comportant des panneaux verticaux, structure qui, selon toute probabilité, ne serait pas apparue en surface avant l'érosion, et qui n'est observée ni à l'E, ni à l'W de la région considérée. Rien ne permet d'affirmer qu'il peut y avoir un lien, par exemple entre telle modalité pétrographique de la série (épaisseur plus grande des calcaires au droit de la coupe supérieure), ou telle localisation de plongement axial avec ces structures aberrantes.

b) Par contre, la compression évidente subie par les couches immédiatement sous-jacentes aux calcaires peut avoir favorisé localement la granitisation ; le granite affleure 2 km à l'E, et existe probablement sous les exploitations actuelles jusqu'au lac d'Ar-raing, à l'W, où le Gothlandien est bourré de macles. La relation peut s'étendre, par conséquent, aux différents types de minéralisation (filonienne au S, et de substitution au Bentaillou) liés à la fracturation et au granite.

De plus, il est extrêmement probable que les failles du toit des panneaux se soient localisées dans la majorité des cas sous les calcaires, au niveau des schistes gras charbonneux de leur mur (« pseudo-carburés »), roches constituant une surface de glissement privilégiée pour leur ploiement jusqu'à la verticale.

c) Enfin, pratiquement, on peut s'attendre à trouver sous les exploitations actuelles, à des profondeurs impossibles à estimer et certainement au NE de celles-ci (bois de Rouge) des panneaux verticaux. Dans ce cas, il faut envisager la série stratigraphique comme ascendante, du N au S dans chaque panneau, et d'autre part, considérer la rotation des panneaux comme provoquant un rejet apparent à regard sud.

BIBLIOGRAPHIE

- DESTOMBES J.-P. et VAYSSE A. (1947). — Le Gothlandien de la vallée de la Pique. *B. S. G. F.*, (5), XVII, p. 403-409.
- DURAND J. et RAGUIN E. (1943). — Sur la structure du massif de Maubermé. *B. S. G. F.*, (5), XIII, p. 9-19.
- GOGUEL J. (1952). — *Traité de tectonique*. Paris, Masson, 1 vol. in-8°.

- RAGUIN E. (1946). — Découverte de roches éruptives ordoviciennes dans les Pyrénées-Orientales. *C. R. Ac. Sc.*, t. 223, p. 816-817.
- SITTER L. U. DE et ZWART H. J. (1950). — Le calcaire de Bentaillou dans les Pyrénées ariégeoises. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 229.
- VISVANATH S. (1955). Étude géologique de la région minière de Sentein (Ariège). Thèse, Nancy.
-

SUR L'IMPORTANCE ET LES CARACTÈRES
DU PALÉOVOLCANISME EN LIMOUSIN SEPTENTRIONAL
(MASSIF CENTRAL FRANÇAIS)

PAR **Maurice Chenevoy** ¹.

Sommaire. — L'importance des manifestations volcaniques dans les schistes cristallins du Limousin septentrional est ici mise en évidence, ainsi que leur nature très particulière : on se trouve en effet en présence de l'association spilites-kératophyres, expression d'un volcanisme « géosynclinal ». La signification des amphibolites est précisée, et une « association volcanique du Limousin », de type orogénique, est définie.

INTRODUCTION. — On a souvent insisté sur l'aspect particulier des gneiss et micaschistes de la partie ouest du Massif Central, Bas-Limousin en particulier [Roques, 1941]. Ces gneiss et mica-schistes se présentent en effet en minces alternances de roches à grain fin, les unes à deux micas, les autres à biotite seule, toutes riches en quartz ; des niveaux très siliceux s'y intercalent, quartziteux ou leptyniques. L'ensemble est assez comparable aux alternances de schistes et de grès du faciès « flysch », faciès géosynclinal par excellence.

Les métamorphites du Limousin septentrional — région définie comme l'ensemble du département de la Haute-Vienne, de la partie occidentale de la Creuse, du Confolentais et du Nontronnais — sont à cet égard typiques. Mais un autre caractère essentiel de ces formations est la fréquence en leur sein de roches initialement éruptives : intrusions basiques et ultrabasiques, laves et tufs volcaniques. Ce sont ces roches volcaniques (fig. 1) que nous allons envisager brièvement ², avec pour but une esquisse des caractères du paléovolcanisme en cette partie du Massif Central.

LES FORMATIONS VOLCANIQUES SODIQUES. — Les formations proprement volcaniques, effusives et tufitiques, se développent du haut en bas du faciès flysch. Il s'agit, soit de minces niveaux

1. Note présentée à la séance du 24 février 1958.

2. Une étude détaillée de ces formations fait partie d'un travail de thèse actuellement à l'impression dans la série des *Mémoires pour l'Explication de la Carte géologique de France*.

acides ou basiques interstratifiés dans les micaschistes ou gneiss d'origine sédimentaire, soit de complexes massifs, épais de plusieurs centaines de mètres, dont les plus intéressants sont le groupe de la Gartempe et celui de Saint-Bonnet-de-Bellac en Basse-

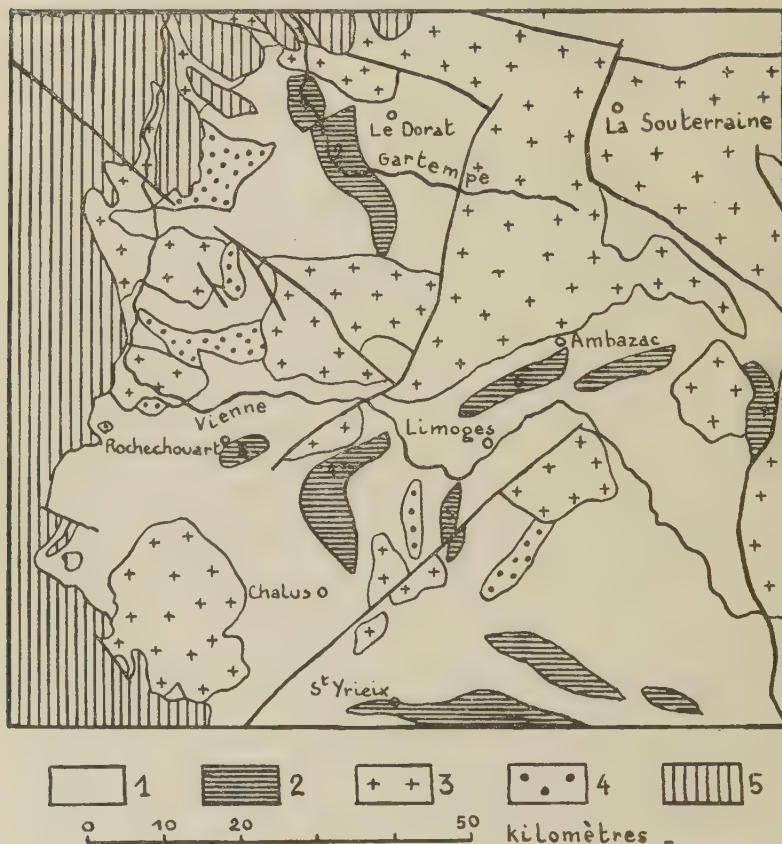


FIG. 1. — Complexes spilites et kératophyriques en Limousin septentrional.

1 : schistes cristallins ; 2 : complexes spilites et kératophyriques ; 3 : granites ; 4 : diorites orientées ; 5 : terrains sédimentaires.

Marche : ces deux groupes en effet, situés dans l'épizone du métamorphisme général, ne sont qu'incomplètement transformés.

— Prenons pour exemple le groupe de la Gartempe, qui encaisse cette rivière à hauteur du Dorat. On y trouve associées des quartzo-leptynites, des leptynites à albite, des porphyroïdes ainsi que di-

verses sortes d'amphibolites, schisteuses ou massives, feldspathiques ou non.

Certaines des roches acides, les porphyroïdes, sont d'anciennes rhyolites porphyriques ainsi qu'en témoignent leur structure à phénocristaux de quartz corrodés et de microcline, leur composition minéralogique et chimique et leurs conditions de gisement ; d'autres leptynites ont conservé la structure de la lave originelle et montrent une paragenèse quartz-albite-chlorite primaire : l'albite en particulier y est en petits microlites bien maclés, aplatis suivant g^1 (010) et disposés parallèlement les uns aux autres : on aurait là une structure fluidale type si ces microlites n'avaient des bords irréguliers, golfés, témoignant d'une légère blasto-recristallisation. Nombre de niveaux enfin correspondent sans doute à d'anciens tufs, dont on distingue encore les phénocristaux brisés d'albite : leur relative hétérogénéité, l'inextricable emmêlement que l'on observe en leur sein de roches aphyriques et porphyriques, la fréquence des feuillets schisteux paraissent en faire foi.

Les assises basiques sont pareillement diversifiées : y voisinent des amphibolites feldspathiques massives, à chimisme andésitique ou basaltique et où l'ancienne paragenèse et la structure porphyrique se retrouvent aisément, et des schistes amphiboliques à épidote, hétérogènes et rubanés ; les premières représentent d'anciennes laves, les seconds d'anciens tufs consanguins.

L'origine éruptive des complexes massifs est ainsi parfaitement nette : typiquement, on y trouve mêlées des roches à composition de rhyolite, d'andésite ou de basalte. Chose remarquable, toutes, sauf les porphyroïdes qui sont d'ailleurs assez rares, ont en commun le même caractère chimique, qui est leur *constante richesse en soude* alliée à une *pauvreté extraordinaire en potasse* : elles paraissent ainsi relever de l'*association spilites-kératophyres*, forme d'activité volcanique synchrone de la sédimentation géosynclinale.

On sait [Turner et Verhoogen, 1951] que la plupart des sédiments géosynclinaux s'accompagnent de niveaux volcaniques, coulées ou tufs, produits d'une activité éruptive contemporaine de leur dépôt. Ces coulées, très souvent sous-marines, et ces tufs s'avèrent particulièrement riches en soude, quel que soit par ailleurs leur chimisme ; ils constituent l'association spilites-kératophyres.

Les *spilites*, laves basiques, sont faites principalement d'un plagioclase très acide (albite ou oligoclase) et d'augite ou de ses produits d'altération (actinote, chlorite, épidote) ; l'olivine en est typiquement absente. Dans les *kératophyres*, ou albitophyres de A. Coquand, l'albite prédomine largement, fer, magnésie et chaux s'exprimant également sous forme de chlorite et d'épidote.

Les roches du groupe de la Gartempe montraient, semble-t-il, ces divers caractères antérieurement à leur transformation métamorphique : la paragenèse quartz-albite-chlorite, signalée dans

une leptynite dont l'ancienne structure lavique, microlitique fluidale, est par ailleurs conservée, est certainement primaire. Et je n'ai nulle part découvert de relique de périclase dans les amphibolites d'origine andésitique ou basaltique, aussi basiques soient-elles, alors que les amphibolites dérivant de gabbros contiennent de fréquents résidus d'olivine.

Reste la présence au voisinage des roches sodiques, parfois même en association intime avec elles, de roches à chimisme normal, franchement potassique lorsqu'il s'agit de rhyolites (porphyroïdes); c'est là un phénomène aberrant pour un complexe de roches éruptives. Mais il en existe précisément des exemples dans les formations volcaniques géosyncinales non métamorphiques, telle celle du Permien de Timor où des spilites normales s'associent à des spilites potassiques, des basaltes à olivine, des kéra-tophyres.

— Le groupe de *Saint-Bonnet-de-Bellac*, qui se situe en amont du précédent au long de la Gartempe, lui est en tous points similaire. En particulier, ses divers termes prétérographiques sont sodiques ou hypersodiques. Leur recristallisation achevée ne permet certes pas d'affirmer le caractère primaire, anté-métamorphique, de cette richesse en soude, mais leur ressemblance avec les termes équivalents du groupe de la Gartempe le rend cependant hautement probable.

— Il est plus délicat d'interpréter comme anciens complexes kéra-tophyriques les très importants niveaux leptyniques, à amphibolites souvent accessoires, du Confolentais et du Haut-Limousin : situés cette fois, non plus au sein des micaschistes, mais dans la zone des Gneiss supérieurs, ils ont naturellement été entièrement transformés. De plus, certains d'entre eux — par exemple l'horizon de Rochechouart, ou celui d'Ornac dans la vallée du Thaurion — sont intimement liés à des migmatites, et peuvent de ce fait avoir subi des modifications dans leur composition chimique.

On trouve cependant de nombreux arguments en faveur d'une communauté d'origine de ces niveaux et des groupes spilitiques de la Gartempe et de Saint-Bonnet. Ainsi :

— les conditions de gisement sont les mêmes : interstratification dans la série « flysch », puissance souvent grande, vaste extension latérale ;

— l'association avec des amphibolites demeure : au SW de Limoges par exemple, le complexe de Jourgnac montre des leptynites plagioclasiques à biotite, d'autres à pyroxène et amphibole, qui s'accompagnent d'amphibolites franches en couches épaisses.

La minéralogie spéciale des leptynites à pyroxène suggère une origine éruptive ;

— le rapport $\frac{K_2O}{Na_2O}$ est également très faible ; il est remarquable

de constater que, dans ces niveaux, les termes parfaitement indemnes de migmatisation ne contiennent pas de feldspath potassique, et sont donc très sodiques.

A mon sens, l'origine kéraatophyrique des leptynites à plagioclase doit être admise. Il est logique d'étendre cette conclusion aux massifs de migmatites leptyniques, tels ceux de Meuzac et de Gorre, dont les septas non transformés sont des leptynites sodiques. Dans cette optique, *l'importance de l'association spilites-kéraatophyres apparaît considérable en Limousin septentrional*, et ne se limite d'ailleurs pas à cette région : les leptynites de Tulle, en Bas-Limousin, aussi bien que celles de Saint-Yrieix sont très semblables aux nôtres [Roques, 1941] et doivent avoir la même signification.

LE PROBLÈME DES AMPHIBOLITES. — On sait la complexité du problème posé par la nature originelle des amphibolites. Celles du Limousin, si nombreuses dans toute la zone des Gneiss supérieurs, ne font pas exception à cette règle : roches très homogènes, parfaitement recristallisées, elles n'ont conservé aucune structure résiduelle et leur chimisme n'est pas tel d'autre part qu'on puisse les caractériser par comparaison avec les deux types moyens d'ortho- et de para-amphibolites récemment établis par P. Lapadula-Hargues [1953].

En effectuant, à l'échelle du Limousin, une synthèse des conditions de gisement, minéralogie et chimisme de l'ensemble des niveaux amphiboliques, on peut cependant faire à leur propos un certain nombre de constatations :

— en règle générale, les amphibolites se disposent en bancs minces relativement à leur extension latérale. Dans le cas où leur puissance atteint plusieurs dizaines de mètres, elles paraissent sans conteste d'origine éruptive ;

— les bancs se répètent de nombreuses fois, alternant avec des gneiss ou leptynites. Une telle disposition rappelle les alternances marnes-grès de certaines séries sédimentaires, mais on connaît aussi des alternances sédiments-roches éruptives : témoins les nombreux filons-couches de dolérite, épais de quelques mètres, régulièrement interstratifiés dans les grès de Thiviers, en Bas-Limousin [Roques, 1941] ;

— la limite amphibolites-gneiss ou leptynites est assez souvent nette. Parfois cependant des termes de passage existent entre les

deux types pétrographiques ; et surtout ces termes s'individualisent isolément aux côtés des amphibolites franches : ces faits suggèrent l'idée de tufs volcaniques, les bancs amphiboliques les plus épais pouvant correspondre alors à des coulées ;

— l'homogénéité au sein d'un même banc est de règle, et assez en accord avec une origine éruptive. Font exception les amphibolites à pyroxène, dont le fin litage traduit une édification par sédimentation.

Or, dans ce cas précis des amphibolites à pyroxène, certaines d'entre elles dans la région de Saint-Germain-les-Belles ont des caractères structuraux qui indiquent une nature originelle volcanique, tufitique. L'origine éruptive, tufitique ou non, des amphibolites banales est *a fortiori* concevable.

En résumé, sans qu'aucun des faits présentés soit réellement démonstratif d'une origine sédimentaire ou au contraire éruptive, une nette présomption se dégage en faveur de cette dernière ; il est bien entendu d'ailleurs qu'il peut s'agir de tufs pyroclastiques sédimentés comme de roches éruptives en coulées.

J'en ai cherché confirmation dans la représentation des caractères chimiques des différentes roches, prises en tant qu'éléments d'une association volcanique régionale : on peut en effet s'attendre, si ce sont bien là des roches éruptives, à ce qu'elles rentrent dans le cadre d'une association régionale précise aux côtés des divers termes de la série spilites-kératophyres. Dans le cas contraire d'une origine sédimentaire, une dispersion est des plus probables.

Le diagramme utilisé dans ce but est celui récemment préconisé par J. Jung [1955] ; il dérive de la construction de M. A. Peacock [1931].

En abscisse sont portées les teneurs en SiO_2 (pourcentage pondéral) ; en ordonnée, les valeurs correspondant au rapport $R = \frac{\text{CaO} \times 100}{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$ également établi à partir des pourcentages pondéraux ; chaque roche est ainsi représentée par un point.

Ainsi que l'a montré J. Jung, les roches d'une même association se groupent en un alignement de taches, les diverses associations considérées se traduisant par des alignements à peu près rectilignes et sensiblement parallèles. Entre les deux associations de type extrême des Monts Cascades (Oregon), légèrement calcique et caractéristique d'un volcanisme orogénique, et de Tahiti, alcalin au contraire et non orogénique, se groupent la plupart des associations volcaniques régionales du globe.

Les diverses roches reportées sur le diagramme, provenant du Limousin et dont les conditions de gisement et les caractères pétrographiques me sont connus, sont les suivantes ¹ :

1. Je demande au lecteur désireux de connaître l'analyse chimique complète de ces roches de se reporter à mon mémoire cité précédemment.

		SiO ₂	R
1.	Amphibolite du Chalard, près Bujaleuf (Haute-Vienne)....	46,3	79
2.	— de Masléon, près Roziers (Haute-Vienne)....	48,5	79
3.	— de Saint-Germain-les-Belles (Haute-Vienne).	46,2	80
4.	— — — — —	46,2	82
5.	— de Bagnac (Bas-Limousin).....	46,3	76
6.	— de Randeuil (Bas-Limousin).....	47,8	75
7.	— d'Uzerche (Bas-Limousin)	51,4	77
8.	— — — — —	47,3	86
9.	— de Mézières-sur-Issoire (Haute-Vienne).....	47,3	82
10.	— des Brégères, près Saint-Barbant (Haute-Vienne).....	47,4	74
11.	— de Boissonnet, près Bussière P. (Haute-Vienne)	55,2	56
12.	— de Bussière-Poitevine (Haute-Vienne).....	46,6	89
13.	Porphyroïde des Buis, près Bussière-P. (Haute-Vienne)...	77,3	7
14.	Leptynite des Chiésas (Bas-Limousin)	78,7	3
15.	— de Reculat, près Bussière-P. (Haute-Vienne)....	73,1	16
16.	— de Vauzelle, près Bussière-P. (Haute-Vienne)..	75,3	4
17.	— de Saint-Bonnet-de-Bellac (Haute-Vienne).....	69,3	32
18.	— de Brivezac (Corrèze)	71,2	38
19.	— de Bagnac (Bas-Limousin).....	78,3	22
20.	— de Noualias, près Ambazac (Haute-Vienne)....	73,5	16

L'examen de ce diagramme (fig. 2) nous permet les remarques suivantes :

— les points représentatifs des diverses amphibolites ne connaissent *aucune dispersion* ; ils se groupent en une tache qui correspond chimiquement à des basaltes à olivine. C'est là un sérieux argument en faveur de *l'origine éruptive de ces amphibolites* ;

— les différentes taches ainsi obtenues, qui représentent respectivement des basaltes, des andésites, des dacites et des rhyolites, s'alignent régulièrement, *parallèlement à l'orientation des associations volcaniques normales*. Autrement dit, *les caractères chimiques, considérés dans leur ensemble, des amphibolites et leptynites du Limousin sont ceux d'une association régionale de laves* ;

— l'alignement de ces taches se superpose presque exactement au diagramme des Monts Cascades, dont l'association est prise pour type du volcanisme orogénique : *l'association régionale de laves définie en Limousin a donc les caractères d'un volcanisme de région orogénique* ; son indice de calco-alkalinité, voisin de 61, est celui-là même de l'association des Monts Cascades.

SÉDIMENTATION ET PALÉOVOLCANISME DANS L'W DU MASSIF CENTRAL. — L'existence d'un épisode éruptif majeur, contemporain de la sédimentation dont sont issus après métamorphisme gneiss et micaschistes, nous paraît maintenant bien établie en Basse-Marche et Limousin. Les caractères particuliers des laves

et tufs alors produits nous permettent de mieux comprendre deux traits originaux des schistes cristallins de cette région.

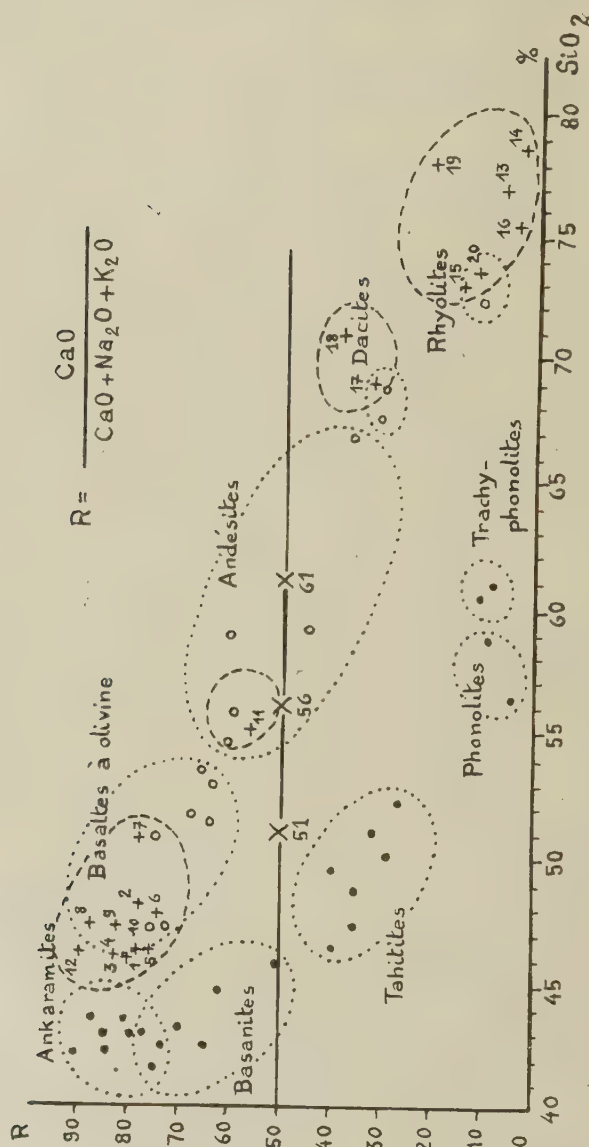


FIG. 2. — Diagramme de l'association volcanique du Limousin.

○ : association calcaïque (Monts Cascades) des régions orogéniques ; ● : association alcaline (Tahiti) du volcanisme non orogénique ; + : association du Limousin. Les chiffres sont les numéros des analyses.

Le premier est l'aspect spécial des formations gneissiques et micaschisteuses : elles rappellent invinciblement, je l'ai déjà sou-

ligné, le faciès sédimentaire « flysch ». Or ce caractère géosynclinal originel des roches sédimentaires maintenant métamorphisées se trouve confirmé par le chimisme des laves qui furent émises lors de leur dépôt : laves sodiques ou hypersodiques quelle que soit leur basicité, rentrant dans le cadre précis d'une association volcanique de région orogénique.

Le second est la rareté, pour ne pas dire l'inexistence, des faciès calcaires dans les schistes cristallins de cette partie du Massif Central.

La seule occurrence de cipolin connue en Limousin septentrional est celle de Sussac : on y a là trois petites lentilles de très faible puissance, associées à des amphibolites à calcite. Ces cipolins ne sont pas très éloignés d'amphibolites à pyroxène, dont on connaît l'origine éruptive et qui sont ici particulièrement développées : l'apparition du faciès calcaire, très limitée, coïncide peut-être avec une plus grande richesse locale en chaux des eaux marines, elle-même en relation directe avec l'émission de laves et tufs particulièrement calciques.

On peut dès lors se représenter assez exactement la série stratigraphique primitive du Limousin et de la Basse-Marche : cette série est le fruit d'une sédimentation intense liée à l'enfoncement d'une fosse géosynclinale de grande ampleur. Pélites alumineuses et lits à dominance d'éléments détritiques y alternent sans fin, coupés de filons-couches et coulées acides et basiques, et de tufs pyroclastiques de même chimisme. Le volcanisme s'exacerbant, les épanchements sous-marins se font localement plus puissants et prennent la composition particulière de l'association spilites-kératophyres. Exceptionnellement enfin se déposent de minces lentilles calcaires ou marneuses, transformées ultérieurement en cipolins et amphibolites à calcite : les amphibolites à calcite de Sussac sont peut-être les seules para-amphibolites de notre région.

Il est permis de se demander si, en dehors du Limousin, des manifestations volcaniques analogues se retrouvent dans les séries métamorphiques françaises. En fait, pas plus en Rouergue [Colomb, 1957] qu'en Vendée, Bretagne [Cogné, 1953] ou dans les Pyrénées [Laffitte et Guitard, 1956] n'ont été signalées des formations volcaniques sodiques ; seuls les confins est du Massif Central offrent quelque chose d'équivalent, bien que de moindre importance, avec les albitophyres du groupe de la Brevenne, en Lyonnais, déjà métamorphiques et d'âge antévisséen, peut-être dévonien [Peterlongo, 1956]. L'abondance des spilites et des kérato-

phyres paraît ainsi constituer un trait fondamental des métamorphites limousines, au même titre que leur faciès « flysch » accentué, l'un et l'autre traduisant l'instabilité majeure du géosynclinal infra-paléozoïque en cette partie du Massif Central.

BIBLIOGRAPHIE

- CHENEVOY M. (1957). — Les schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central français. Thèse Sc., Paris 1957 (à paraître, *Mém. Expl. Carte géol. France*).
- COGNÉ J. (1953). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : l'anticlinal de Cornouailles. *B. S. G. F.*, (6), III, p. 785.
- COLLOMB P. (1957). — Formations acides d'origine éruptive dans la série cristallophyllienne de Rouergue. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 57.
- GUIARD G. et LAFFITTE P. (1956). — Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées Orientales. *C. R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 2749.
- JUNG J. (1955). — Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations régionales de laves. *Ibid.*, t. 240, p. 799.
- LAPADU-HARGUES P. (1953). — Sur la composition chimique moyenne des amphibolites et éclogites. *B. S. G. F.*, (6), III, p. 153.
- PEACOCK M. (1931). — Classification of igneous rocks series. *Journ. Geol.*, vol. 39, p. 54.
- PETERLONGO J. (1956). — Les schistes cristallins de la région lyonnaise. In Colloque sur la géologie et la minéralogie du Massif Central français, p. 109. *Publ. Fac. Sc. Univ. Clermont*, fasc. 2.
- ROQUES M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. *Mém. Expl. Carte géol. France*.
- TURNER F. J. et VERHOOGEN J. (1951). — Igneous and metamorphic petrology.
-

LES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES QUATERNAIRES ET ACTUELS DE L'ARCHIPEL DE KERGUELEN

PAR Edgar Aubert de La Rüe¹.

Sommaire. — Ces formations superficielles, d'origines très diverses, s'étagent entre le niveau de la mer et l'altitude de 500 m. Les plus importantes sont des moraines, des dépôts marins littoraux résultant du remaniement de celle-ci et apparus grâce à un léger relèvement du pays, des alluvions torrentielles et fluviales, des apports éoliens et enfin des formations de nature organique, représentées par des vases à Diatomées et des tourbières.

Dans les publications antérieures se rapportant à cette terre australe, je me suis peu étendu sur les dépôts superficiels récents, d'origines diverses, formés après l'extinction du volcanisme. Celui-ci se situe vraisemblablement à la fin du Pliocène et peut-être, pour quelques petits cônes stromboliens tardifs, au début du Pléistocène. Les reconnaissances réalisées en 1952 dans le SE de la Grande Terre, propice à ce genre d'études en raison de ses espaces plats très étendus, permettent d'apporter certaines précisions sur la nature et la répartition de ces formations superficielles.

Parmi celles-ci prennent place des dépôts de natures très diverses, les principaux étant d'origine glaciaire, suivis, par ordre d'importance, de dépôts marins littoraux résultant en grande partie du remaniement des précédents, d'alluvions torrentielles et fluviales, d'apports éoliens et enfin de formations d'origine organique, représentées par des vases à Diatomées et des tourbières.

DÉPÔTS GLACIAIRES. — Les conditions climatiques auxquelles fut soumis ce territoire ont permis à l'inlandsis quaternaire, qui l'a submergé en totalité, de se retirer très progressivement, d'importants témoins subsistant encore de nos jours dans l'W de l'archipel, parvenant même, en quelques points, au niveau de la mer, fait remarquable étant donné la position géographique du groupe, situé entre 48° et 50° lat. S.

Les dépôts les plus étendus correspondent à l'ancienne moraine de fond, bien développée sur les plateaux d'altitude moyenne et sur les pentes modérées des montagnes, au-dessous de la cote 500.

1. Note présentée à la séance du 24 février 1958.

Ce *till* est largement étalé également dans le fond des vallées et dans les plaines orientales de la péninsule Courbet.

Sur les hauteurs, il se présente en placages discontinus, entre lesquels affleurent des roches moutonnées ou qui l'ont été, leur surface étant devenue rugueuse sous l'effet répété du gel. En raison de l'intensité du ruisellement en nappe, seuls les blocs un peu volumineux sont demeurés en place, formant des étendues chaotiques. Les boues et les graviers glaciaires ont été entraînés vers l'aval, où ils participent à la formation de bourrelets de solifluction, très développés sur beaucoup de pentes. Dans les parties basses du pays, la moraine de fond est généralement plus puissante, mais son épaisseur n'a pu être encore précisée là où elle semblait le plus considérable, sa base étant invisible ou située au-dessous du niveau de la mer. Cette épaisseur paraît être, en tout cas, de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres en certains points. Plusieurs rivières, se déversant dans la baie Norvégienne, ont en effet creusé leur lit dans ces matériaux glaciaires incohérents qu'elles ne sont pas encore parvenues à déblayer, sauf en des points épars. Le long de la rivière Norvégienne, en particulier, ceux-ci ont une vingtaine de mètres d'épaisseur. D'autre part, les coupes offertes par les falaises de la côte nord de la péninsule, entre les caps Digby et Rohan, mettent en évidence une épaisseur de 30 m de dépôts morainiques, reposant sur des basaltes au cap Noir. Un peu à l'E de ce point, leur hauteur apparente est d'environ 40 m et le socle volcanique n'est pas visible.

Une zone de drumlins, qui mesurent une trentaine de mètres de hauteur et sont orientés WNW-ESE, présente une certaine extension dans le S de la péninsule Courbet, se poursuivant sur une quinzaine de kilomètres entre la pointe de l'Épave et la baie Norvégienne.

Les langues glaciaires qui se sont attardées dans les vallées y ont édifié de puissantes moraines latérales. Même dans le SE du territoire, où ces glaciers se sont retirés depuis déjà longtemps, contrairement à la région occidentale, celles-ci sont souvent demeurées très bien conservées. Les moraines frontales ont par contre disparu ou ne jouent plus qu'un rôle très effacé, persistant localisées sur les versants supérieurs des monts Amery, Crozier et Werth, entre 500 et 700 m, les seuls reliefs de la péninsule, d'une altitude de 1 000 m environ, qui conservent encore quelques petits glaciers.

DÉPÔTS FLUVIO-GLACIAIRES. — Le remaniement des moraines par les eaux courantes a donné lieu, dans les vallées et les parties basses, à des dépôts de cailloutis, de graviers et à des boues consolidées, à stratification entrecroisée, qui recouvrent par endroits le *till*, mais qui lui sont étroitement associés ailleurs. Il est délicat, à moins de bonnes coupes naturelles, de séparer dans les plaines orientales ce qui revient respectivement aux uns et aux autres.

De bons affleurements de sédiments fluvio-glaciaires sont visibles le long de la rivière de l'Otarie, sur une épaisseur de 6 m, et d'autres sur la rive ouest de la baie Norvégienne.

Ces derniers sont formés par un limon sableux gris, stratifié, avec niveaux de sable grossier et de graviers. Quelques blocs épars sont encastrés dans la masse de ces limons qui ont une forte cohésion.

Il est intéressant de souligner la faible proportion de substances kaoliniques dans les moraines et les dépôts fluvio-glaciaires. Leur rareté tient en grande partie à la nature des roches dont est fait l'archipel, des laves pour la presque totalité, qui ont subi une forte désagrégation mécanique, mais une altération chimique fort peu avancée sous ce climat froid. M^{lle} S. Caillère, après avoir eu l'obligeance d'examiner plusieurs échantillons provenant des parties fines des dépôts étudiés, m'a signalé, effectivement, l'absence d'argile kaolinique dans la plupart d'entre eux, et la présence dans quelques rares prélèvements de montmorillonite, substance privée de toute qualité plastique,

FORMATIONS LITTORALES. — Au moment de sa plus grande extension, l'inlandis pléistocène s'est avancé au large des côtes, entraînant sur le fond de la mer d'importantes quantités de matériaux morainiques. Après son retrait, l'érosion marine, dégradant le bord de la moraine de fond accumulée le long des rivages bas, augmentait encore la quantité de matériaux livrés au jeu des vagues et des courants sur une plate-forme sous-marine de peu de profondeur. Cette érosion n'a eu qu'un temps, au moins en certains endroits, prenant fin avec le léger relèvement subi alors par l'archipel. Des falaises mortes, maintenant en retrait du rivage et couvertes de végétation, comme on peut en voir le long de l'anse de l'Aurore australe et dans les parages de la pointe Charlotte, en témoignent.

Cette surrection fut accompagnée d'un alluvionnement considérable, la mer remaniant tous les matériaux glaciaires submergés, et édifiant, en les étalant le long des côtes qui s'y prêtaient, une terrasse de galets irrégulièrement développée. Localement cette ancienne plage est parfaitement horizontale, mais son niveau présente cependant de faibles fluctuations autour de la péninsule. Ces écarts peuvent résulter de la configuration du littoral, favorisant ou atténuant suivant les endroits l'action du ressac, déterminante à cet égard.

Dans le fond de l'anse de l'Aurore australe, près de l'embouchure de la rivière des Américains, cette ancienne plage de galets soulevée est à la cote 4. Entre cet endroit et le cap Digby, soit le long de toute la côte orientale, les cotes les plus fréquemment relevées oscillent entre 2 m et 3,50 m. Dans le N, à Port-Élisabeth, deux terrasses sont visibles, aux cotes 2 et 6. Il y a lieu de rappeler

ler qu'en 1874 Th. Studer observa non loin de là, autour de la baie Accessible, une terrasse marine située à la cote 6 également.

Plusieurs de ces terrasses ont une faible largeur, quelques dizaines de mètres au maximum. Elles manquent même en des points où l'on s'attendrait à les trouver. Par endroits, cependant, ces dépôts littoraux ont une grande extension et le plus bel exemple de tout l'archipel est offert par l'isthme Bas, large en moyenne de 5 km, haut d'environ 2 m, un peu davantage par endroits, mais du fait de dépôts éoliens et tourbeux formés postérieurement sur cette étendue de galets marins. De tels isthmes alluviaux, mais moins étendus, sont fréquents dans l'archipel et ont réuni à la Grande Terre, à une époque récente, des îles qui en faisaient primitivement partie intégrante, mais en avaient été détachées à la suite de l'affaissement général du pays, datant peut-être du maximum glaciaire. Le léger exhaussement cité n'a que très faiblement compensé ce dernier.

Ces dépôts de galets ont acquis localement une assez forte cohésion par suite d'infiltrations superficielles d'hydroxyde de fer qui les ont plus ou moins fortement cimentés. On observe ainsi, à l'isthme Bas, de même que sur la rive orientale de la baie Accessible, de véritables conglomérats.

En plus de ces dépôts littoraux, essentiellement grossiers et fossiles, je dois mentionner les apports terrigènes très notables, qui continuent à se former et tendent à colmater le fond de certains fjords et de plusieurs anses. Ce sont des formations mixtes, fluvio-marines, correspondant à des sables vaseux gris. Ils sont apportés en partie par les rivières, mais dans une plus forte proportion par la mer, dérivant d'anciennes boues glaciaires. Les courants de marée et la houle atténuée, pénétrant dans les fjords abrités, refoulent vers l'amont les vases en suspension, comme dans le cas du Bras Luyken. Un phénomène analogue se produit dans les anses exposées, pour peu qu'elles soient orientées face aux vents régnants. C'est le cas de Port-aux-Français, ouvert à l'W et à demi-ensasé. Un soulèvement minime du pays ferait apparaître ainsi d'importantes surfaces alluviales très consistantes qui, pour l'instant, ne sont encore visibles qu'aux grandes marées.

DÉPÔTS TORRENTIELS ET FLUVIATILES. — Ce sont principalement des cônes de déjection, plus ou moins étalés, formés en général de matériaux très grossiers, nombreux dans la plupart des vallées. Ils contribuent à refouler, tantôt d'un côté, tantôt de l'autre, le lit des rivières qui les empruntent. A l'occasion, ces cônes de déjection édifiés par des tributaires latéraux ont complètement

obstrué la vallée, donnant naissance à des lacs de barrage. C'est le cas du val Studer. Des cailloutis et des graviers fluviatiles forment également des dépôts dans le lit majeur des rivières. Le récent exhaussement du pays a provoqué un approfondissement du lit mineur et l'apparition de terrasses alluviales plus ou moins développées. Suivant le profil des vallées, leur hauteur varie entre 0,50 et 2 m. De petits deltas torrentiels ont pris naissance à l'embouchure de divers cours d'eau se déversant dans des baies relativement abritées. On peut en voir de très typiques dans le Bras Luyken.

Je mentionnerai également ici l'existence de grès verdâtres, apparemment d'origine fluvatile, qui n'excèdent pas quelques mètres d'épaisseur, un peu en retrait de la rive nord de Port-aux-Français. Ils sont dissimulés sous une couche de tourbe de 0,50 m et davantage et sont formés d'éléments basaltiques. Suivant les points, leur grain est fin ou assez grossier, leur cohésion inégale. Les niveaux les plus résistants sont ceux où ils sont imprégnés d'hydroxyde de fer.

ÉBOULIS. — L'éclatement des roches par le gel donne lieu à la formation d'éboulis de pente considérables, au point que certains reliefs sont partiellement ensevelis sous leurs propres débris. Dans les régions quelque peu accidentées, ce type de formation superficielle joue un rôle notable, ces éboulis pouvant atteindre une forte épaisseur au pied de certains escarpements.

DÉPÔTS ÉOLIENS. — Ils sont de deux sortes. Les uns correspondent aux dunes littorales, informes en général et très inégalement développées. La plupart sont aujourd'hui fixées naturellement par la végétation et ne dépassent guère 4 à 5 m de hauteur. Il en existe notamment autour de la baie Norvégienne et sur le cordon de galets du lac Marville, ces dernières atteignant parfois de 6 à 8 m. Toutes ces dunes consistent en un sable foncé, gris-verdâtre, résultant principalement de la destruction de laves basaltiques.

L'autre catégorie de dépôts éoliens, plus fréquents, bien que pas toujours très apparents du fait de la végétation, est représentée par des sables ponceux à sanidine, provenant de projections trachytiques, sans doute en relation avec d'anciennes éruptions qui se sont vraisemblablement manifestées dans l'W du pays, à une centaine de kilomètres des points extrêmes où ils se rencontrent actuellement. Ces matériaux très légers, d'un gris verdâtre, n'ont pu être entraînés aussi loin vers l'E que par les courants aériens dominants, peut-être longtemps après leur émission et non sans avoir

été remaniés à diverses occasions, ces minuscules éléments ponceux étant très roulés. Leurs dépôts, d'allure informe, reposent généralement sur les moraines pléistocènes ou sont intercalés au milieu des tourbières qui surmontent celles-ci. L'humidité et de légères imprégnations d'hydroxyde de fer ont généralement communiqué une certaine cohésion à ces ponces à sanidine, devenues ainsi des tufs ponceux. Si la tourbe qui les protège vient à disparaître et les laisse exposés à l'air, ils s'effritent en séchant et prennent une coloration jaune, un peu rouillée parfois. Ces ponces éoliennes ne s'observent qu'à de faibles altitudes et ne dépassent guère la cote 200.

DÉPÔTS D'ORIGINE ORGANIQUE. — Ils sont de deux sortes et continuent à se former, le plus souvent étroitement associés. Il s'agit de vases à Diatomées et de tourbe. La première de ces substances se dépose dans les étangs innombrables, mais peu profonds, qui parsèment la surface des tourbières où nichent dans les petites dépressions fermées comprises entre les drumlins. Ces vases à Diatomées sont bien visibles lorsque certaines de ces nappes d'eau sont temporairement à sec. Il ne m'a pas semblé que leur épaisseur dépasse quelques décimètres en général. Des coupes naturelles de vieilles tourbières montrent cependant, par endroits, des accumulations de diatomite plus considérables mais probablement remaniée. On note également aussi, dans l'épaisseur de la tourbe, de fréquentes récurrences de minces couches de diatomite.

Les tourbières, essentiellement formées par des Phanérogames, notamment par un Jonc (*Juncus pusillus*), une Ombellifère (*Azorella selago*) et une Rosacée (*Acaena adscendens*), ont une extension considérable entre le niveau de la mer et la cote 150. Elles s'étendent indifféremment sur les terrains plats et les pentes. L'épaisseur de la tourbe est très changeante d'un point à un autre, allant de quelques décimètres à une dizaine de mètres. Son homogénéité est de même inégale. Les plus grandes épaisseurs que j'ai pu observer se trouvent dans le val Studer, au cap Digby, entre le cap Cotter et la baie Accessible, où la couche de tourbe dépasse apparemment 10 m en quelques points, exempte d'intercalations étrangères. Celles-ci sont fréquentes ailleurs, d'une façon générale, correspondant à des niveaux de cailloutis fluviaux, de limonite ayant une structure granulaire, de sables ponceux et de diatomite.

Des observations, faites à la baie Norvégienne et à la pointe Molloy, m'ont montré que des épaves abandonnées par des chasseurs de phoques, il y a tout au plus 100 ans, étaient maintenant enfouies sous une couche de tourbe de 0,30 m environ. A l'anse

Betsy, divers objets abandonnés par l'Expédition de la Gazelle, en 1875, sont maintenant recouverts par 0,20 m de tourbe. Il s'agit, dans ces différents cas, d'une tourbe superficielle formée par *Acaena adscendens*, encore peu fortement comprimée. Ces mesures ne peuvent donc pas servir de point de comparaison pour évaluer l'âge des puissants dépôts cités plus haut, où la tourbe est beaucoup plus compacte et d'une autre origine, *Azorella selago* paraît notamment avoir joué un rôle important dans la formation de cette dernière.

CONCLUSIONS. — Les dépôts récents qui viennent d'être passés en revue ont une extension suffisante pour dissimuler complètement le substratum volcanique sur d'importantes surfaces. C'est ainsi que, parmi les plaines orientales, on peut parcourir des distances linéaires de 20 et même 30 km, suivant certaines directions, sans apercevoir les coulées de lave sur lesquelles reposent les dépôts fluvio-glaciaires, d'une épaisseur indéterminée, eux-mêmes recouverts souvent par d'importantes étendues de tourbières. Même les pentes et bien des plateaux manquent également d'affleurements par suite de ces recouvrements quaternaires et actuels.

Du fait de leurs origines respectives très diverses, ces derniers ne forment nulle part une succession continue. Pris séparément, ils ont du reste des épaisseurs très inégales d'un point à un autre, de sorte qu'il est malaisé, sinon impossible, d'attribuer à cette suite de dépôts accumulés depuis l'extinction du volcanisme tertiaire une épaisseur globale moyenne. Rappelons simplement, à titre d'indication, les limites entre lesquelles varie la puissance maximum observée pour chacun d'entre eux, sans tenir compte des éboulis de pente et des cônes de déjection torrentiels.

Tourbières	10 à 12 m
Dunes littorales	6 à 8 m
Amas éoliens de sable ponceux	5 à 6 m
Diatomite, très exceptionnellement	2 à 3 m
Cailloutis et graviers fluviaux	2 à 4 m (?)
Dépôts littoraux (terrasses de galets)	5 à 6 m
Dépôts glaciaires	30 à 40 m

Les observations réalisées au cours de mes reconnaissances à travers la péninsule Courbet, d'une superficie d'environ 1 000 km² et d'une altitude maximum de 1 000 m, montrent que ces dépôts récents sont surtout développés entre le niveau de la mer et la cote 200. Seules à peu près les formations glaciaires conservent une extension notable jusqu'à l'altitude de 500 m. Quelques

moraines actuelles, situées entre 500 et 700 m, n'ont ici qu'un rôle très restreint.

Les résultats acquis peuvent être étendus à l'ensemble de l'archipel, avec quelques réserves cependant quant à l'importance respective de chaque type. Celle-ci est fonction de la configuration du terrain, de son relief plus ou moins élevé et dans une large mesure aussi de l'ampleur de la glaciation présente.

DES « CHARBONS » D'ORIGINE MARINE

PAR François Bienner, Robert Feys ET Marcel Louis ¹.

PLANCHES XIII ET XIV.

Sommaire. — Description de « charbons » spéciaux, résultant de la transformation, en milieu marin, d'anciens bois de Conifères. Par leurs caractères mixtes, ces produits semblent apparentés au groupe des « bitumes ».

Les pétrographes sont aujourd'hui unanimes pour attribuer une origine lacustre aux charbons et aux roches apparentées (tourbe, lignite, boghead, etc...). Les débris de végétaux terrestres — qu'ils aient été transportés ou enfouis là même où ils ont vécu — ont d'abord été modifiés par l'action de micro-organismes. Cette fermentation en milieu lacustre paraît avoir joué un rôle primordial dans la genèse de ces combustibles en préparant le matériel végétal originel, avant qu'il soit enfoui et fossilisé. C'est seulement ensuite, par une lente maturation souterraine, que ce matériel a évolué vers les diverses variétés de charbons que nous connaissons aujourd'hui : houilles grasses, maigres, anthracites, etc...

On a cependant signalé des charbons interstratifiés dans des séries marines, comme par exemple les lignites priaboniens du Nummulitique alpin et les lentilles charbonneuses dans le Dogger des Alpes françaises et des Préalpes vaudoises. Ce serait donc que le milieu marin ne s'oppose pas à la formation de la roche « charbon ».

Nous avons recherché pour études de tels charbons marins.

Mais si les références bibliographiques sont assez nombreuses, peu résistent à l'examen. C'est ainsi que les lignites priaboniens évoqués représentent en fait des épisodes lagunaires [Feugueur, 1951]. Ne sont pas davantage marines les tourbes des polders actuels, ni, dans les bassins houillers paraliques, les veines à toit de schistes marins. Enfin, s'il est courant de trouver dans des roches d'origine marine des fragments végétaux, le plus souvent de grosses tiges qui, entraînées vers la mer, puis incluses dans les sédiments marins, sont arrivées jusqu'à nous à l'état de charbon, ce matériel a dû être altéré au cours du flottage en eaux terrestres

1. Note présentée à la séance du 24 février 1958.

et ne peut être retenu. D'autres échantillons, certainement marins ceux-là, comme ceux du Dogger alpin [Debelmas, 1950], ne peuvent être étudiés en raison de leur état. Aussi notre étude s'est-elle limitée à des échantillons de deux provenances seulement, mais dont l'origine marine ne fait aucun doute.

1. LE « CHARBON » MARIN DE VASSY. — *Provenance.* Sur la bordure nord du Morvan, près d'Avallon, des calcaires et calcaires marneux du Lias ont été exploités à Vassy et à Provency, pour la fabrication de ciments à prise rapide. R. Mousterde [1946] en a fourni récemment une coupe stratigraphique fine. A différents niveaux de ce Lias, on pouvait encore, ces dernières années, observer, suivant l'avancement des travaux, à front de taille ou dans les galeries souterraines, des lentilles d'une sorte de « lignite », d'épaisseur très variable, ordinairement de 5 à 10 cm. Leur interstratification dans ce faciès franchement marin (néritique, non bathyal) exclue l'hypothèse d'un épisode lagunaire¹.

Aspect macroscopique. Les échantillons étudiés proviennent d'une grande lentille de « lignite » de 10 à 15 cm d'épaisseur. Sur la face d'un échantillon se trouvait encore incrustée une valve de *Pecten pumilus* (déterm. A. Raymond). Ce produit est très léger, d'un noir profond, à cassure conchoïdale, luisante ou satinée, à toucher gras, très homogène d'aspect, quelques cassures laissant cependant deviner un très fin zonage.

Cette masse a tendance à s'effriter par dessiccation. Elle est cloisonnée par de multiples fissures cicatrisées par des films de carbonate. Elle contient des nodules et des filonnets de carbonate, parfois ramifiés en un fin chevelu, irrégulièrement répartis.

<i>Analyse immédiate (O. C. C. R.)</i>	<i>sur brut</i>	<i>sur sec</i>
Humidité.....	4,85 %	
Cendres	1,31 %	1,38 %
Matières volatiles (humidité déduite)	58,64 %	61,63 %
Carbone fixe	35,20 %	36,99 %
Nature du résidu après l'essai des matières volatiles : boursouflé.		

On voit que la proportion des matières volatiles est beaucoup plus élevée qu'il n'est habituel pour des charbons.

Étude microscopique. L'étude microscopique en a été faite surtout en lames minces, ce « charbon » étant transparent sous une faible épaisseur. Toutes les sections utilisables examinées sont

1. M. Bougault, propriétaire exploitant, a eu l'extrême obligeance, et nous lui en adressons ici nos plus vifs remerciements, de « dépiler » partiellement une des lentilles rencontrées dans l'exploitation souterraine, pour nous fournir l'abondant matériel étudié ici.

attribuables, malgré l'état de macération avancé, à un *bois* de végétal terrestre avec des structures caractéristiques. De multiples inclusions jaune paille, attribuables à des corps résineux, illuminent les préparations (tissu sécréteur ?). Des nodules carbonatés encroûtent et conservent localement des structures cellulaires fines.

	SÉVERAC (TGARCIEN)	VASSY
Aspect	Noir, léger, terne, cassure conch., très élastique	Noir, léger, terne, cassure conchoïdale, peu élastique
Traitement à CHCl_3 .	Néant	Néant
Traitement à KOH . .	Néant	Néant
Traitement à αCIN^1 .	Très faible coloration	Très faible coloration
Pyrogénéation	Huile brune abondante, odeur et présence de phénols	Huile brune abondante, odeur et présence de phénols
Combustion	Flamme éclairante, ne fond pas, gonflement nul, coke friable	Flamme éclairante, ne fond pas, gonflement nul
Composition élémentaire sur brut :		
C	79,51 %	75,93 %
H	7,56	6,97
S	2,66	2,06
N	1,18	1,41
O	7,31 ²	12,66 ²
Cendres	1,78	0,97
Composition élémentaire, sans cendres :		
C	80,95 %	76,67 %
H	7,69	7,03
S	2,70	2,08
N	1,22	1,44
O	7,44 ²	12,78 ²
C/H	10,52	10,90

TABLE. 1. — Comparaison des « charbons » marins de Vassy et Séverac (analyses I. F. P.).

1 : α monochloronaphtalène ; 2 : par différence.

2. LE « CHARBON » MARIN DE SÉVERAC. — *Provenance.* Ce « charbon » de Séverac se présente lui aussi en lentilles interstratifiées dans une série marine. Les échantillons étudiés proviennent de la région de Séverac-le-Château (Lavernhe), dans les schistes bitumineux du Toarcien.

Aspect macroscopique. Les échantillons examinés avaient une épaisseur d'un peu plus de 1 cm, entre deux feuillets schisteux. Ils ressemblaient tout à fait à ceux de Vassy.

<i>Analyse immédiate (O. C. C. R.)</i>	<i>sur brut</i>	<i>sur sec</i>
Humidité.....	1,85 %	
Cendres	2,10 %	2,14 %
Matières volatiles (humidité déduite)	66,45 %	67,70 %
Carbone fixe	29,60 %	30,16 %

Nature du résidu après l'essai des matières volatiles : boursoufflé.

Ici encore la proportion des matières volatiles est énorme.

Examen microscopique. Parfaitement translucide en lames minces ces échantillons montrent uniquement des structures ligneuses, et cette fois dans un état de conservation remarquable.

Le tableau de comparaison met en évidence les grandes ressemblances physico-chimiques des deux séries d'échantillons étudiées.

CONCLUSIONS. — Nous sommes donc en présence de roches sédimentaires combustibles dont la composition est plus proche de celle du kerogène des schistes que de celle des charbons. Elles doivent être rattachées au groupe des charbons quant à l'origine et à la structure, mais elles ont été fossilisées en milieu marin. Ainsi dans les deux cas étudiés, un matériel végétal ligneux, qui aurait normalement dû aboutir à du « fusain » (ou un terme équivalent tel que « vitrofusain » ou « xylovitrain », etc...), aboutit à un produit notablement plus riche en hydrogène. Cette composition explique d'ailleurs la teneur élevée en matières volatiles.

Probablement faut-il en chercher la raison dans leur sédimentation en eau marine, puisque ces végétaux terrestres ont ainsi été soumis à une fermentation différente de celle à laquelle préside le milieu lacustre. Pour vérifier cette hypothèse, nous attirons l'attention de nos confrères sur l'intérêt qu'il y aurait à recueillir d'autres échantillons de niveaux charbonneux, inclus dans des séries marines, et dont la provenance soit bien établie.

OUVRAGES CITÉS

- DEBELMAS J. (1950). — Sur la présence de charbon dans le Jurassique moyen briançonnais, près de Champcella (Hautes-Alpes). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 246.
- FEUGUEUR L. (1951). — Le Nummulitique de la nappe de Morcles entre Arve et Suisse. *B. S. G. F.*, (6), I, p. 671-692.
- MOUTERDE R. (1946). — Une coupe du Lias moyen au Nord d'Avallon. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 325-327.

EXPLICATION DES PLANCHES XIII ET XIV

PLANCHE XIII.

« Charbon » marin de Vassy (lames minces).

FIG. 1. — Section longitudinale dans la masse carbonée. $\times 40$.

FIG. 2. — Section oblique. $\times 80$.

Ces structures sont évidemment attribuables à un bois de végétal terrestre, bien reconnaissable malgré l'état de macération. De multiples petites taches, de couleur jaune paille (apparaissant en blanc sur ces clichés), trouent la masse brun rougeâtre des préparations qu'elles semblent illuminer = corps résineux.

PLANCHE XIV.

FIG. 1 et 2. — « Charbon » marin de Vassy (lames minces).

1 : coupe longitudinale dans un nodule carbonaté à structure conservée. Autour de ce nodule, la masse carbonée est fortement fissurée, avec cicatrization par des carbonates. $\times 5$. — 2 : détail d'un nodule carbonaté à structure cellulaire conservée. $\times 100$.

FIG. 3 à 6. — « Charbon » marin de Séverac (lames minces).

3 et 4 : la masse carbonée parfaitement translucide en lames minces (couleur orangé à brun rougeâtre) montre une structure ligneuse ici bien reconnaissable (vaisseaux spirales). $\times 40$. — 5 et 6 : à plus fort grossissement. $\times 120$.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE DE L'AALÉNIEN EN HAUTE-MARNE

PAR **Françoise Mégny**¹.

Sommaire. — L'étude détaillée de l'Aalénien dans la Haute-Marne a permis de mettre en évidence les subdivisions paléontologiques et les variations de faciès de cet étage. L'étude au microscope et l'analyse chimique des échantillons ont apporté des précisions sur la sédimentologie du fer de cette série dans cette région.

Les terrains de la Haute-Marne qui sont rapportés à l'Aalénien ont été souvent considérés, par les anciens auteurs, comme un niveau s'intégrant au Toarcien ou au Bajocien. Cette formation ferrugineuse est rarement observable en affleurement dans son ensemble, ce qui explique qu'elle ait été moins bien étudiée que son équivalent lorrain.

La recherche des affleurements depuis Harréville au N jusqu'à Chalancy au SW et Saulles au SE, et l'étude des échantillons ont permis de mettre en évidence certaines subdivisions paléontologiques et d'étudier la sédimentologie de ce niveau.

A) COUPE DE MAISONCELLES. — 1. *Description.* La coupe relevée à Maisoncelles (fig. 1) montre la composition typique de l'Aalénien de la Haute-Marne. On y observe de haut en bas, sous le calcaire à entroques du Bajocien inférieur :

13. Galets intraformationnels de calcaire à entroques, roux avec <i>Thamnostrea</i> sp., <i>Rhynchonella parvula</i> DESL., <i>Alectryonia greggini</i> RICHE et Bryozoaires.....	0,30 m
12. Calcaire dur, roux, à rares entroques et débris de Lamelli-branches.....	0,50
11. Calcaire gréseux, spathique, brun roux, à géodes de calcite...	1,00
10. Argiles micacées grises.....	1,50
9. Calcaire dur, détritique, gris et roux, à sections de Bélemnites.	0,20
8. Minerai de fer oolithique : ciment calcaréo-marneux brun gris et oolithes lenticulaires brunes à <i>Arca egaea</i> D'ORB., <i>A. liasina</i> ROEM., <i>A. münsteri</i> GOLD., <i>A. oblonga</i> SOW., <i>Lima duplicata</i> SOW., <i>Ostrea irregularis</i> MÜNS., <i>Astarte elegans</i> SOW., <i>A. subtetra-</i>	
<i>A reporter</i>	3,50

1. Note présentée à la séance du 3 mars 1958.

	Report....	3,50
	gonia MÜNS., <i>Pleuromya elongata</i> MÜNS., <i>Pholadomya fidicula</i> Sow., <i>Gresslya abducta</i> PHIL., <i>Trochus subduplicatus</i> Sow....	0,70
7.	Calcaire détritique à oolithes ferrugineuses en petit nombre...	0,15
6.	Minerai de fer oolithique : ciment calcaréo-marneux et oolithes lenticulaires brunes, avec <i>Lioceras opalinum</i> REIN. et <i>Pleydellia aalensis</i> ZIET., en intercalation avec de petits niveaux de calcaire gréseux à oolithes ferrugineuses.....	1,00
5.	Minerai de fer oolithique à gangue calcaire, légèrement marneuse avec <i>Mesoteuthis rhenanus</i> OPPEL.....	0,60
4.	Minerai de fer oolithique à gangue calcaréo-marneuse.....	0,85
3.	Argiles micacées grises et jaunes à rares oolithes.....	0,90
2.	Calcaire gréseux, détritique, renfermant à sa partie supérieure de rares oolithes, et à sa partie inférieure <i>Dactyloteuthis irregularis</i> SCHL. et <i>Catulloceras leesbergi</i> BRANCO.....	3,70
1.	Calcaire détritique, dur, roux, à petites entroques et <i>Dactyloteuthis acuarius</i> SCHL.....	0,50
		11,90 m

recouvrant des marnes micacées grises à Bélemnites et des schistes cartons à *Posidonomya bronni* du Toarcien.

On peut reconnaître dans cette coupe les zones définies par E. Haug et reconnues plus au N dans la formation ferrugineuse de Lorraine :

Bajocien inférieur : calcaires à entroques

Aalénien { z. à *Lioceras concavum*, niveaux 13-12 (0,80 m)
z. à *Lioceras murchisonae*, niveau 11 (1 m)
z. à *Lioceras opalinum*, niveaux 10 à 3 (5,90 m)
z. à *Dumortieria levesquei*, niveau 2 (3,70 m)

Toarcien supérieur : marnes micacées et calcaire détritique, niveau 1.

2. *Sédimentologie*. L'étude des lames minces de chaque niveau a permis de définir cinq microfaciès principaux, bien qu'il puisse exister tous les termes de passage :

— l'argile, micacée, renfermant quelques grains de quartz, parfois légèrement ferrugineuse (niv. 3 et 10) ;

— le minerai de fer oolithique, à gangue calcaréo-marneuse, riche en fragments de Lamellibranches et surtout de Crinoïdes, ces derniers servant fréquemment de nucleus aux oolithes (niv. 4, 6 et 8) ;

— le minerai de fer oolithique à gangue plus riche en calcaire et en grains de quartz (niv. 5 et 7) ;

— le calcaire gréseux, imprégné d'hématite, riche en quartz. L'hématite dessine de fins rhomboèdres et donne à la roche vue au microscope un aspect réticulé très caractéristique (niv. 11) ;

— le calcaire détritique, légèrement gréseux, remarquable par sa richesse en fragments de coquilles de Lamellibranches, de tests de Crinoïdes, renfermant également des entroques, de petits Foraminifères et de petits Gastéropodes (niv. 2, 9 et 12).

L'étude des microfaciès de Maisoncelles a été complétée par des analyses chimiques de la roche. Les résultats obtenus par ces deux

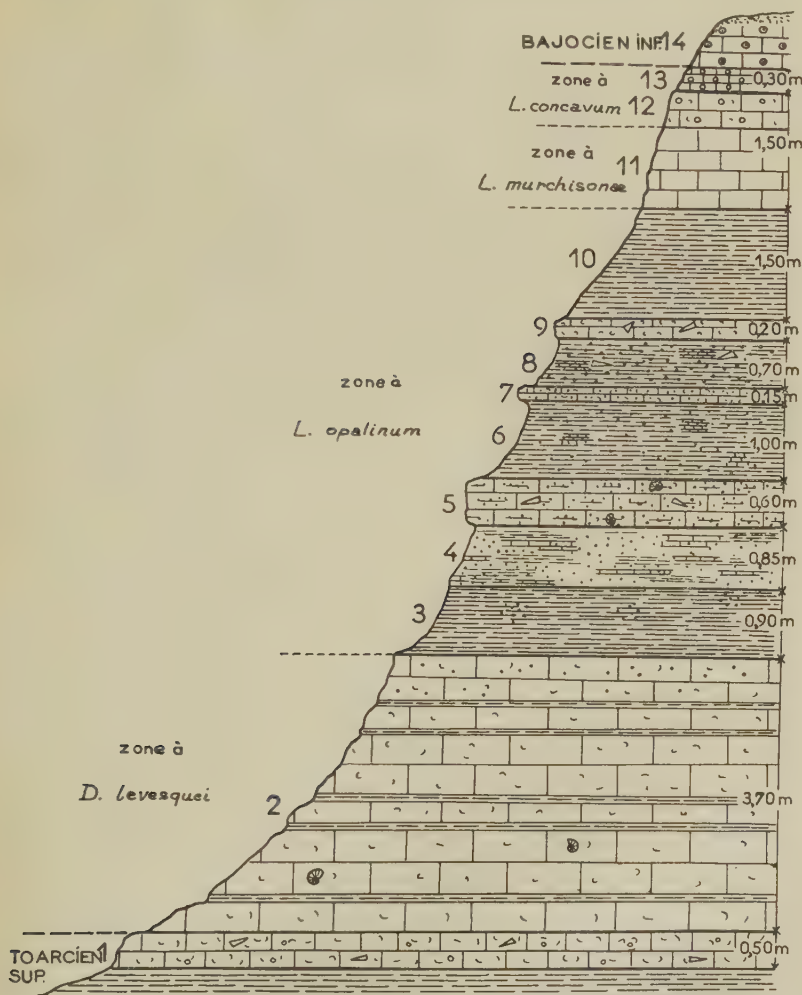


FIG. 1. — Coupe de l'Aalénien à Maisoncelles.

séries d'études qui ont porté sur les mêmes échantillons, ont permis des comparaisons présentées ici sous forme de graphique (fig. 2).

L'indice de fréquence du quartz, comme celui des oolithes, est représenté par le nombre de grains, ou d'oolithes, présents dans une surface donnée de la plaque mince (8 mm²).

Quant à l'indice de clasticité des grains minéraux, il est mesuré par le diamètre maximum apparent du plus gros grain.
Les résultats de l'analyse chimique sont portés en pourcentage.

L'examen des courbes, qui représentent les variations des élé-

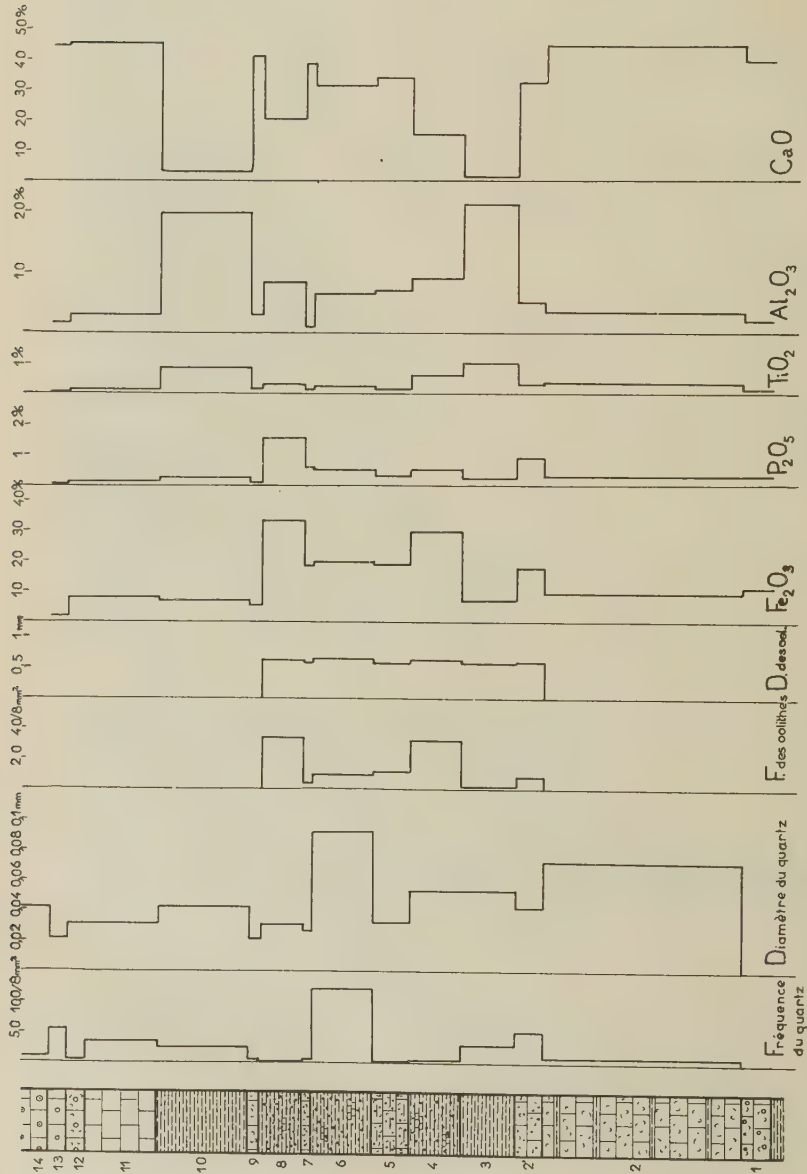


Fig. 2. — Représentation graphique des observations microscopiques et des analyses chimiques de la série de Maisonnelles.
En ordonnées : position stratigraphique des échantillons ; en abscisses : mesures de fréquence, mesure de diamètre, pourcentage des éléments.

ments au cours de la sédimentation, a permis les constatations suivantes :

— la teneur en oxyde de fer (qui suit remarquablement la fréquence des oolithes) est inversement proportionnelle à la fréquence des grains de quartz, ce qui semblerait prouver que le minerai se serait formé en milieu calme ;

— dans les niveaux renfermant du minerai de fer, les teneurs en chaux et en oxyde de fer varient en sens inverse. Ou bien ces deux éléments précipitent sous des conditions physico-chimiques opposées, ou bien le dépôt de l'un empêche le dépôt de l'autre. Les oolithes se forment pour un pourcentage en oxyde de fer supérieur à 10 % et le dépôt du fer est maximum pour $\text{CaO} = 17\%$;

— tout au long de la série, l'alumine et la chaux varient en sens inverse. Le maximum de pourcentage en oxyde de fer est atteint lorsque le rapport $\frac{\% \text{ CaO}}{\% \text{ Al}_2\text{O}_3}$ tend vers 2 ;

— le phosphore se sédimente en même temps que le fer ; il en est de même pour le titane qui est lié à l'argile.

Ces données permettent d'aborder le problème de la sédimentation du fer dans cette série.

Les éléments constituant le minerai (comme le calcium, le magnésium) sont fournis par la mer et déterminent les conditions physico-chimiques du milieu marin ; les autres éléments (argiles, fer et éléments clastiques) proviennent du continent.

Il a été admis que le fer est transporté sous forme d'un hydrate ferrique colloïdal. Arrivé en milieu marin, il floccule et se dépose sur le fond de la mer en de nombreuses petites pellicules de gel qui recouvrent et imprègnent les organismes et le calcaire préalablement sédimentés. L'imprégnation requiert une surface poreuse qui est fournie par un fragment de roche ou par un fragment d'organisme à test calcaire, *Lamellibranche* ou *Crinoïde*. Une fois les cavités du fragment remplies par le gel, il y a épigénie du support calcaire de l'extérieur vers l'intérieur. Ceci est vérifiable en plaque mince sur de nombreux fragments de coquilles de *Lamellibranches*. Pour ce mode de dépôt du fer, la présence de carbonate de chaux est indispensable.

Quant aux oolithes, elles se sont pour la plupart formées autour d'un fragment de calcite non imprégné, ou d'un fragment de *Crinoïde* qui, lui, a adsorbé les produits de la floculation.

Pour leur formation deux théories s'affrontent :

— la première fait appel à l'épigénisation d'oolithes calcaires par le gel ferrique (L. Cayeux), mais dans les plaques minces ici

étudiées, il n'existe aucun exemple d'oolithes entièrement calcaires ou à un stade quelconque de l'épigénisation ;

— selon la seconde, il y a précipitation du fer autour de fragments mis en suspension. Ce mode de formation exige par conséquent une eau très agitée. Aucun moyen ne permet dans l'étude en plaques minces de vérifier cette hypothèse.

Mais par contre certaines observations peuvent conduire à envisager un autre mode de formation : l'encroûtement en oolithe se serait fait, alors que le fragment qui donnera le noyau roulait sur une pellicule de gel déposée au fond de la mer. Trois arguments viennent à l'appui de cette théorie :

— tout d'abord la présence sur des fragments de fossile d'une pellicule d'hématite, fait qui confirmerait l'hypothèse de la présence sur le fond vaseux d'une mince pellicule de gel ferrique ;

— d'autre part, l'existence d'oolithes dont le noyau peut comporter jusqu'à trois fragments. Comment l'oolithe aurait-elle pu se former autour de trois fragments suspendus dans l'eau, alors que trois fragments roulés ensemble sur le fond de la mer peuvent très bien s'être trouvés agglomérés au sein d'une seule oolithe ;

— enfin, certaines oolithes sont tordues, étirées et ceci indépendamment de la gangue qui les entoure et dont les éléments ne présentent aucune orientation particulière due à une déformation. Pour avoir supporté une torsion sans être brisées, il faut que les oolithes aient été plastiques. Comment une oolithe plastique pourrait-elle rester en suspension dans une eau agitée sans se désagréger ? Il faut donc qu'elle ait reposé sur le fond de la mer.

Ce dernier mode de formation, qui n'est qu'une hypothèse, ne requiert pas une grande agitation des eaux. Elle doit seulement être suffisante pour rouler les fragments sur le fond vaseux, tout en aérant l'eau pour entretenir une oxygénation suffisante.

Par la suite le gel ferrique va évoluer différemment suivant que le milieu est réducteur ou oxydant. En Haute-Marne, où s'est déposée de l'hématite accompagnée d'argiles et de calcite, c'est un milieu oxydant, donc de mer peu profonde, qui devait exister.

B) COMPARAISON DES DIFFÉRENTES COUPES DE L'AALÉNIEN. — La connaissance des microfaciès a permis de compléter, dans les corrélations, les arguments paléontologiques. Elle a été également très utile pour comparer les coupes entre elles et constater la réduction ou la disparition de certains niveaux.

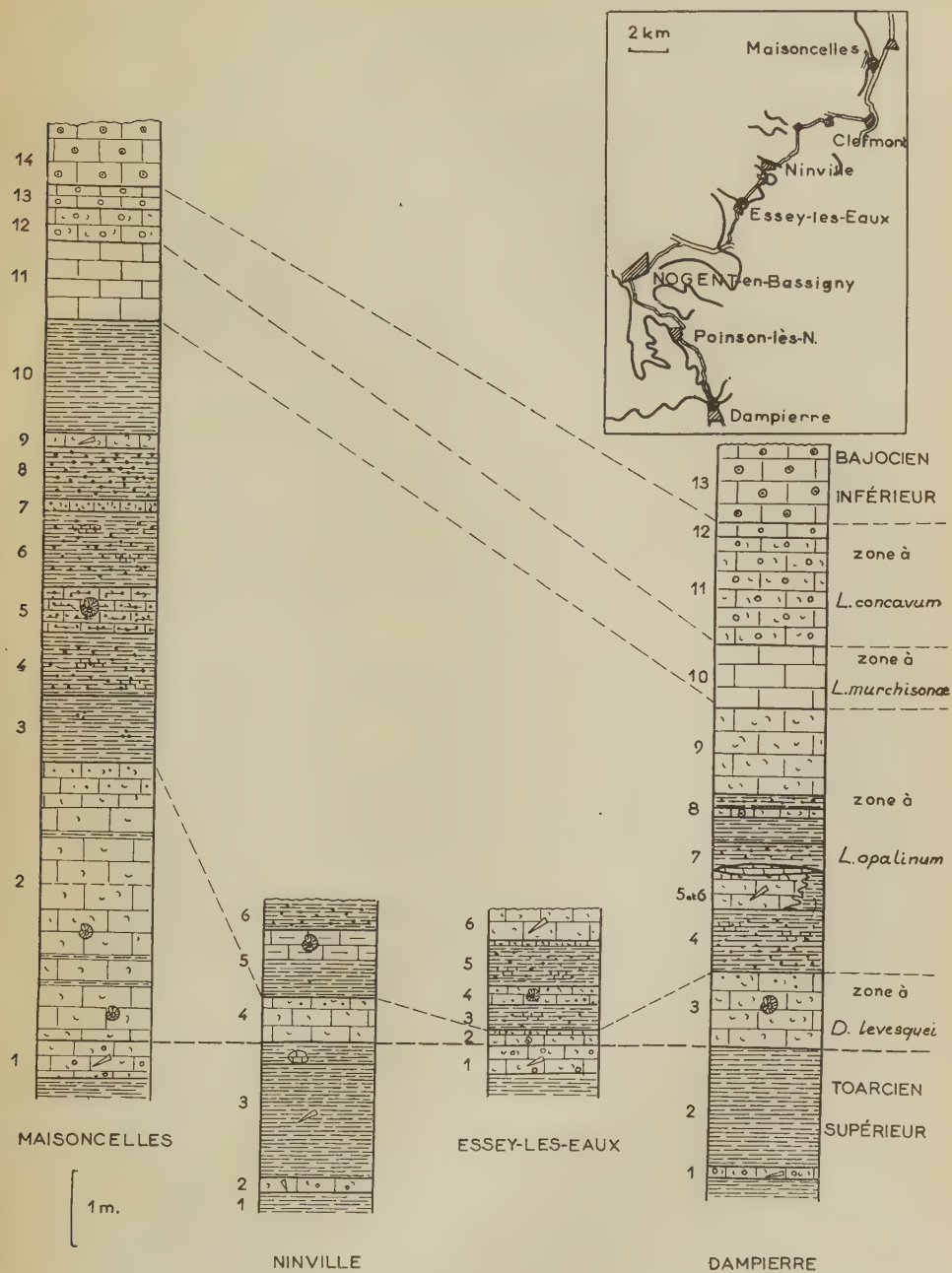


FIG. 3. — Corrélations stratigraphiques des différentes coupes de l'Aalénien.

Nous donnons ci-contre (fig. 3) les coupes relevées aux points suivants :

— coupe de Maisoncelles, route de Thol-les-Millières à Audeloncourt :

$$X = 334,88 ; Y = 149,68$$

— coupe de Ninville, route de Ninville à Essey-les-Eaux :

$$X = 328,54 ; Y = 143,64$$

— coupe d'Essey-les-Eaux, route de Ninville à Essey-les-Eaux :

$$X = 327,36 ; Y = 142,45$$

— coupe de Dampierre, route de Poinson-lès-Nogent à Dampierre :

$$X = 325,04 ; Y = 132,20$$

A 20 km au S de Maisoncelles, on retrouve toujours les mêmes faciès, avec seulement de petites variations, mais il y a eu réduction des zones à *L. opalinum* et *D. levesquei*.

En progressant vers le S, à l'W et au SW de Langres, on ne retrouve plus ces deux zones, seuls le calcaire gréseux et le calcaire à entroques des deux zones supérieures subsistent. Il y a donc lacune des deux zones inférieures.

On remarquera que cette zone sud de Langres se situe sur le passage de l'axe hercynien qui relie les Vosges au Morvan et plus spécialement sur la partie encadrée par les deux grandes failles de Chalindrey et de Chassigny et qui a reçu le nom de « horst haut-marnais ». Cette lacune ne pourrait être due qu'à une exondation partielle du seuil morvano-vosgien à l'époque du dépôt de ces deux premières zones, dont la puissance ne dépasse d'ailleurs pas 10 m.

Pour compléter cette étude nous donnons ci-après la liste des fossiles récoltés entre le Toarcien et le Bajocien dans les différents gisements, avec leur répartition dans les quatre zones paléontologiques de l'Aalénien définies par E. Haug.

DÉSIGNATION	TOARCIEN SUP.	AALÉNIEN				BAJOCIEN INF.	GISEMENT
		<i>D. levesquei</i>	<i>L. opalinum</i>	<i>L. murchisonae</i>	<i>L. concavum</i>		
1. ÉCHINODERMES : <i>Pentacrinus jurensis</i> QUENS.....	+	+	+	+	+		Noyers
2. BRACHIOPODES : <i>Rhynchonella parvula</i> DESL.					+		Thivet, Vaillant, Maisoncelles
3. MOLLUSQUES :							
A. Lamellibranches.							
<i>Arca egæa</i> D'ORB...		+	+	+	+		Maisoncelles
<i>A. liasina</i> REM....		+	+	+	+		—
<i>A. münsteri</i> GOLD...	+	+	+	+	+		—
<i>A. oblonga</i> Sow. . .	+	+	+	+	+		Vroncourt, Mai- soncelles
<i>Gervilleia subtortuosa</i> OPP.....		+	++	+	+		Essey-lès-Eaux
<i>Chlamys dewalquei</i> OPP.....		+	+	+	+	+	V r o n c o u r t , Cuves, Thivet, D a m p i e r r e , Leuchey
<i>C. dewalquei</i> var. <i>ju-</i> <i>rensis</i> RICHE.		+	+	+	+	+	Cuves
<i>C. textorius</i> SCHL. . .	+	+	+	+	+	+	Harréville
<i>Radula duplicata</i> Sow.	+	+	+	+	+	+	Maisoncelles
<i>Variamussium pumi-</i> <i>lus</i> LMK.....	+	+	+	+	+	+	Flagey, Vaillant
<i>Plagiostoma puncta-</i> <i>tum</i> Sow.....	+	+	+	+	+		Noyers
<i>Alectryonia greppini</i> RICHE					+	+	Vroncourt, Mai- soncelles
<i>Ostrea irregularis</i> MÜNS.	+	+	+	+	+		Maisoncelles, Nin- ville
<i>Trigonia striata</i> Sow.		+	+	++	+		Noyers
<i>Astarte elegans</i> Sow.		+	+	+	+		Maisoncelles,
<i>A. subtetragona</i> MÜNS.....	+	+	+	+	+		Maisoncelles, Cuves

DÉSIGNATION	TOARCIE	AALÉNIEN				BAJOCIEN	GISEMENT
		<i>D. levesquei</i>	<i>L. opalinum</i>	<i>L. muchisonae</i>	<i>L. concavum</i>		
<i>Pleuromya elongata</i> AG.		+	+	+	+		Maisoncelles
<i>Gresslya abducta</i> PHIL.		+	+	+	+	+	—
<i>Pholadomya fidicula</i> Sow.		+	+	+	+	+	—
B. Gastéropodes :							
<i>Trochus subduplicatus</i> D'ORB.	+	+	+	+	+		Maisoncelles
C. Céphalopodes :							
<i>Dachyloteuthis acuaris</i> SCHL.	+						Maisoncelles, Ninville
	(somet)						
<i>D. irregularis</i> SCHL.	+	+					Maisoncelles, Ninville, Dampierre, Rolampont
<i>Megateuthis giganteus</i> SCHL.				+	+		Noyers
<i>Mesoteuthis rhenanus</i> OPP.		+	+	+	+		Maisoncelles, Ninville
<i>Pachyteuthis breviformis</i> VOLTZ.		+	+	+	+	+	Ninville, Dampierre, Rolampont
<i>P. subbreviformis</i> LISS.				+	+	+	Ninville
<i>Grammoceras striatulum</i> Sow.	+						Essey-lès-Eaux
	(somet)						
<i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> BAYLE	+						Noyers
	(somet)						
* <i>Pleydellia aalensis</i> ZIET.			+				Maisoncelles
* <i>Dumortieria levesquei</i> D'ORB.		+					Dampierre

DÉSIGNATION	TOARCIEN SUP.	AALÉNIEN				BAJOCIEN INF.	GISEMENT
		<i>D. levesquei</i>	<i>L. opalinum</i>	<i>L. murchisonae</i>	<i>L. concavum</i>		
<i>Dumortieria pseudo-radiosa</i> BRANCO..		+					Essey-lès-Eaux, Dampierre
<i>Catullocheras leesbergi</i> BRANCO.....		+					Maisoncelles
<i>Catullocheras subaratum</i> BRASIL		+					Noyers
<i>Pachammatoceras semilunatum</i> QUENS.		+					Cuves
* <i>Lioceras opalinum</i> REINECKE.....			+				Maisoncelles, Essey-lès-Eaux

* Fossiles caractéristiques d'une zone

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

- BICHELONNE J. et ANGOT P. (1939). — Le Bassin ferrifère de Lorraine. Nancy, Strasbourg, Comité des Forges et des Mines de fer de l'Est de la France.
- CAILLÈRE S. et KRAUT F. (1952). — Sur la genèse des minerais oolithiques de Lorraine en rapport avec l'état du fer et sur l'unité chronologique et spatiale de leur évolution. *C. R. Ac. Sc.*, t. 235, p. 510-511.
- (1953). — Considérations sur la genèse des minerais de fer oolithiques lorrains. La genèse des gîtes de fer. *C. R. 19^e sess. Congr. géol. intern. Alger*, 1952, sect. X, fasc. 10, p. 101-107.
- CARDINAL J. et GARDET G. (1955). — Notes sur la géologie haut-marnaise. *Bull. Soc. Sc. nat. et Arch. Haute-Marne*, t. 17, fasc. II, p. 96-101, 1 fig.
- CAROZZI A. (1953). — Pétrographie des roches sédimentaires. Lausanne, Payot.
- (1953). — Analyse microscopique du Crétacé supérieur helvétique à faciès pélagique. Colloque de l'Ass. intern. de sédimentologie. *Rev. Int. fr. Pétrole* (fasc. spécial), p. 58-69.
- CAYEUX L. (1922). — Les minerais de fer oolithique de France, fasc. 2, p. 65-686. Paris.
- CORROY G. (1927). — Synchronisme des horizons jurassiques de l'Est du Bassin de Paris. *B. S. G. F.*, (4), XXVII, p. 95-114.
- (1934). — Études stratigraphiques et tectoniques des régions nord

- du seuil de Bourgogne et du Bassin des Eaux minérales vosgiennes. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 2^e sér., t. VII, fasc. I, p. 42-45.
- CUSSET F., TORCY F. DE et MAUBEUGE P. (1952). — Études sur les gisements de fer français. In Symposium sur les gisements de fer du monde, t. II, p. 138-222. Alger, Publ. XIX^e Congr. géol. intern.
- DEBYSER J. et ROUGE P. E. (1956). — Sur l'origine du fer dans les eaux interstitielles des sédiments marins actuels. *C. R. Ac. Sc.*, p. 2111-2113.
- GARDET G. (1944). — Lias et Bajocien du Sud du plateau de Langres (feuille de Langres au 80 000^e). *Bull. Serv. Carte géol. France*, C. R. Collab., t. XLV, n^o 216, p. 33-50.
- (1952). — Observations sur les feuilles de Châtillon (SE) et de Langres (SW) au 80 000^e. *Ibid.*, t. L, n^o 237, p. 97-106, 3 fig.
- (1953). — Sur quelques observations géologiques effectuées sur les feuilles de Langres, Châtillon et Mirecourt au 80 000^e. *Ibid.*, t. LI, n^o 239, p. 21-27.
- KOLB T. (1954). — L'oolithe ferrugineuse du Lias moyen et de l'Aalénien de la région au S et au SE de Langres (Haute-Marne). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 82-85.
- MAUBEUGE P. L. (1940). — Sur le prolongement du gisement de fer oolithique toarcien (Aalénien ferrugineux) et yéovilien supérieur du S de la région de Sion (M.-et-M.) au N de Langres (Haute-Marne). *Bull. Soc. Sc. Nancy*, n^o 9, p. 15-18.
- (1948). — Note préliminaire sur l'extension du gisement ferrifère lorrain vers le détroit de Langres. *Rev. Ind. minér.*, n^o 536, p. 591-604.
- (1949). — Le gisement de minerai de fer oolithique supra-liasique de la Haute-Saône et de la Haute-Marne. *Ibid.*, n^o 543, p. 171-187.
- RIVIÈRE A. (1942). — Données expérimentales sur les conditions physico-chimiques de la sédimentation ferrugineuse en milieu marin. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 200-201.
- ROYER et BAROTTE S. (1865). — Notice explicative de la carte géologique du département de la Haute-Marne. Paris.
- STCZEPINSKY V. (1952). — Aperçu de l'histoire géologique de la Haute-Marne. *Cahiers haut-marnais*, n^o 30, p. 131-137.
- (1953 a). — Étude géologique de la Haute-Marne dans les limites de la feuille de Chaumont au 80 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. L, n^o 237, p. 83-95.
- (1953 b). — Révision de la feuille de Châtillon au 80 000^e (quart NE). *Ibid.*, t. LI, n^o 239, p. 29-32.
- (1953 c). — Variation des faciès jurassiques entre Neufchâteau (Vosges) et Châtillon-sur-Seine (Côte-d'Or). *B. S. G. F.*, (6), III, p. 637-648.
- (1953 d). — Terrains géologiques de la région de Langres, Arc-en-Barrois. *Cahiers haut-marnais*, n^o 32, p. 34.
- (1955 a). — Terrains jurassiques du horst haut-marnais. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 240-241.
- (1955 b). — Contribution à l'étude du seuil morvano-vosgien. *Ibid.*, p. 327-329.
- THIÉRY P. (1910). — Notice géologique sur le département de la Haute-Marne. *Bull. Soc. Sc. nat. Haute-Marne*, t. VII.

ESSAI SUR L'OROGÉNIE ALPINE EN FRANCE

PAR **Paul Gidon**¹.

Sommaire. — Application à l'orogénie alpine en France d'une hypothèse publiée en 1957 par l'auteur sur le rôle des érosions sous-crustales, produites par des courants magmatiques, dans les phénomènes d'orogénèse. On parvient à une description évolutive de l'orogène qui, sans hypothèse accessoire, aboutit à une mise en place correcte des unités tectoniques. L'hypothèse fondamentale acquiert, de ce fait, un degré raisonnable de vraisemblance. Elle montre en outre son efficacité du point de vue didactique.

J'ai voulu, dans cette note, montrer qu'il était possible d'arriver à décrire avec exactitude, jusque dans les détails parfois, la tectonique alpine, par une description évolutive de l'orogène, pendant le Tertiaire, fondée exclusivement sur l'hypothèse d'érosions sous-crustales, que j'ai publiée l'an dernier [Gidon, 1957]. Je n'espère pas par là démontrer la vérité de cette hypothèse, ce qui serait absurde, mais bien montrer son efficacité, à la fois comme procédé didactique d'exposition, et surtout comme hypothèse de travail, permettant d'orienter les recherches, jusqu'au jour où les contradictions avec les faits observés rendront cette hypothèse périmée. Rappelons sommairement en quoi elle consiste :

Deux cellules convectives, l'une sous-continentale, l'autre sous-océanique, sont contiguës aux limites continent-océan. Les courants magmatiques descendants déterminent une dépression (géosynclinal). Les courants sous-continentaux produisent une érosion des racines des orogènes antérieurs et transportent ce matériel sialique dans la zone comprise entre le bord continental et l'axe géosynclinal. Quand les cellules convectives cessent de fonctionner, ce matériel remonte (isostasie) et détermine une intumescence, d'abord voisine de l'axe géosynclinal, ultérieurement plus proche du continent et plus importante (déplacement d'onde d'intumescence de M. Gignoux). Sur cette intumescence, une tectonique épidermique d'écoulement par gravité va prendre naissance.

En ce qui concerne les Alpes françaises, l'intumescence axiale, piémontaise, a débuté vers la fin de l'Éocène, et ce n'est qu'au Miocène qu'elle aura gagné la zone des massifs cristallins externes. Ce déplacement de l'intumescence va arrêter la progression des nappes, qui auront ainsi disposé d'une vingtaine de millions d'années pour s'écouler. Au Miocène moyen seulement, les massifs cristallins externes auront donné un glaciais suffisant pour faire glisser les sédiments de la fosse dauphinoise. Mais, dès la fin du Miocène, l'intumescence est

1. Note présentée à la séance du 17 mars 1958.

parvenue à la limite orientale du Jura, et freine le glissement. Malgré la forte pente du glacier, les sédiments ne disposent ici que de 3 à 5 millions d'années pour leur écoulement, dont l'amplitude reste assez faible pour être compensée par la formation de simples plis empilés. Pendant le Pliocène, les résidus sialiques transportés sous le bord continental vont soulever bien plus faiblement la région jurassienne, et l'écoulement, encore moindre, donne une tectonique de plus en plus simple.

Précisons maintenant ce schéma d'ensemble.

Il est important tout d'abord, de bien définir l'allure que devaient avoir les courants magmatiques. La forme de l'arc alpin nous montre que le géosynclinal était bordé à l'W par une zone continentale réduite à la France méridionale et centrale, tandis qu'au N, la masse continentale était infiniment plus vaste. Ces deux caractères, d'orientation et d'étendue des masses continentales, sont capitaux. Ils déterminent l'orientation des courants magmatiques sous-continentaux, qui proviendront de l'W en France, du N dans les régions austro-helvétiques. L'importance de ces courants sera d'autre part plus grande dans ces dernières régions qu'en France. Les conséquences théoriques en seront faciles à prévoir (fig. 1).

Les masses sialiques transportées dépendent de l'importance des courants, mais ne lui sont pas proportionnelles : il existe un facteur limitant qui est l'étendue et le volume des racines de l'orogène antérieur (Hercynien) qui fournissent les matériaux. On doit donc s'attendre à ce que les Alpes austro-helvétiques soient plus volumineuses que les Alpes françaises ; or c'est là un fait évident. Il faut s'attendre aussi à ce que leur altitude moyenne soit plus élevée, ce qui est exact si l'on ne tient pas compte du cas particulier du massif du Mont-Blanc. Mais, et c'est là un fait de haut intérêt, ce cas particulier s'explique sans hypothèse accessoire.

La direction des courants magmatiques continentaux est, en effet, convergente dans la région d'incurvation de l'arc alpin. C'est là que l'accumulation du sial migrateur sera la plus grande. Or cette région d'incurvation a pour axe de symétrie une droite traversant le Mont-Blanc et passant entre Mont-Rose et Grand-Paradis. Constatons simplement que si le Mont-Blanc est le plus haut massif des Alpes, le Grand-Paradis, avec ses 4 061 m, est le plus haut massif des zones internes dans les Alpes franco-italiennes, et le Mont-Rose suit immédiatement le Mont-Blanc pour l'altitude.

Les résultats de cette répartition du sial migrateur ne sont pas uniquement d'ordre orographique. La formation de l'intumescence axiale ne sera pas simultanée sur toute la longueur de l'orogène.

En nous limitant à la France, cette intumescence sera plus précoce, en raison de l'importance du sial transporté, et plus durable dans la région Grand-Paradis — Mont-Rose, donc dans la partie nord des Alpes, que dans leur partie méridionale. De fait, s'il semble bien que le dépôt du Flysch ait persisté jusqu'à l'Oligocène près du Mercantour, il s'est limité au Priabonien dans les Alpes du Nord.

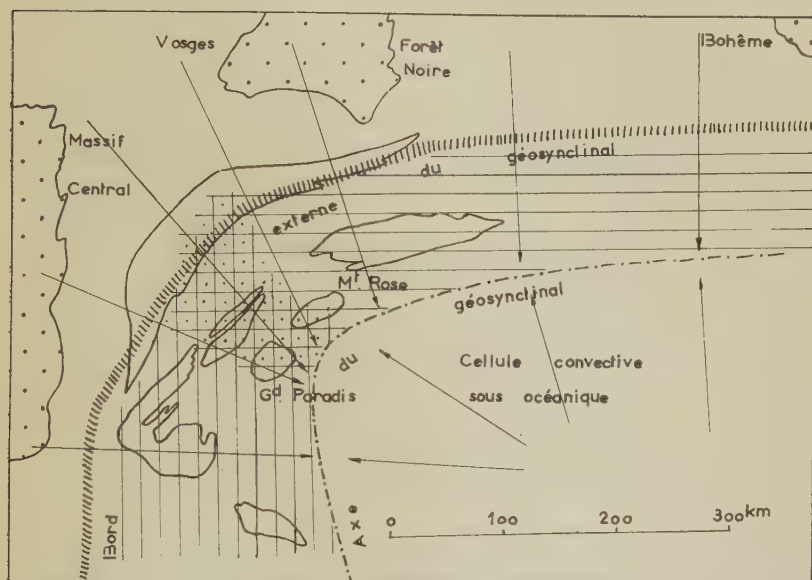


FIG. 1. — Carte schématique, montrant l'origine et l'orientation des migrations sialiques profondes.

Les masses sialiques transférées ont leur répartition indiquée par des hachures à peu près normales au sens de la migration (flèches). Elles font apparaître clairement (souligné par des points) les zones où l'accumulation sera la plus importante. Les massifs cristallins externes et le Jura ont été schématisés, ainsi que les massifs hercyniens extra-alpins qui définissent la position approximative de la limite externe du géosynclinal.

La région d'accumulation sialique maximale, au SE du Mont-Rose — Grand-Paradis, se soulève plus tôt et plus vigoureusement que les autres, d'où formation de nappes plus précoces, et qui chemineront plus loin que les autres. Constatons en fait, que les nappes des régions méridionales s'arrêtent au bord interne des massifs cristallins externes. Par contre, seules les nappes du Chablais ont pu franchir la barrière du Mont-Blanc avant sa surrection.

Pour les mêmes raisons, le soulèvement plus précoce et plus

ample du Mont-Blanc, va donner, à son voisinage immédiat, une nappe issue des terrains de l'avant-fosse (Morcles) dont le chevauchement s'atténue vers le S, entre les Aravis et la région d'Albertville, pour ne plus former que des plis de style subalpin. Ce sera la seule nappe des zones externes dans toutes les Alpes françaises.

L'intumescence axiale va déterminer l'écoulement de la vaste nappe de Schistes lustrés. Mais le déplacement de cette intumescence vers l'W finira par produire dans cette nappe une rupture (fig. 3). Ses portions frontales, les moins métamorphiques, continuent à glisser sur un glacis en pente vers l'W et donneront des lambeaux (Versoyen, Mont-Jovet) entraînés par les nappes briançonnaises sous-jacentes. La plus grande partie des Schistes lustrés va, sur un glacis désormais inversé, subir un rétroécoulement (rétrocharriage). De telles ruptures de nappes n'ont pas souvent été envisagées. Un bon exemple nous en a cependant été donné récemment dans le massif de Piolit [Latreille, 1957]. Je pense qu'elles sont assez fréquentes, et qu'un bon nombre de klippes doivent leur origine à ce phénomène, bien plutôt qu'à l'érosion.

Les travaux pétrographiques et zonéographiques récents [Michel, 1956] jettent plus qu'un doute sur la réalité d'une nappe du Mont-Rose et du Grand-Paradis. J'incline à penser que ces massifs sont autochtones et ont constitué le substratum hercynien des zones de passage du géanticlinal briançonnais (au sens d'Ellenberger) à la fosse des Schistes lustrés. Leur surrection est donc immédiatement consécutive à celle des régions axiales du géosynclinal. Elle va prolonger l'écoulement du front des Schistes lustrés, et déclencher le décollement et l'écoulement des nappes briançonnaises (*l. s.*).

J'insiste sur une remarque déjà faite [Gidon, 1957] : les diverses nappes vont s'individualiser par rupture au niveau des régions de changement de faciès, c'est-à-dire des zones de discontinuité des propriétés mécaniques des terrains. Une première conséquence sera le parallélisme approximatif des zones de faciès et des zones tectoniques. Une deuxième conséquence est qu'il devient vain de vouloir trouver les racines d'une nappe, en recherchant des faciès analogues dans des régions plus internes. En tectonique d'écoulement, racine de nappe ne peut signifier que fragment de terrain resté en position autochtone, donc au-delà de la zone de rupture, ce qui implique un faciès différent.

Des nappes briançonnaises vont donc partir des régions surélevées Mont-Rose — Grand-Paradis, en direction NW (fig. 2), alors que la nappe des Schistes lustrés, rompue, va donner un rétroécoulement, vers le Piémont, de sa partie sud-est. Une individualisa-

tion se produira par rupture au changement de faciès, entre la nappe de la brèche du Chablais et celle des Médianes. Dans ma figure, et pour simplifier, j'ai considéré la brèche du Chablais comme plus interne que les Médianes, ce qui est possible malgré ses faciès assez externes, si des cordillères, plus anciennes mais analogues à celle que nous a fait connaître Ellenberger à la Tsan-

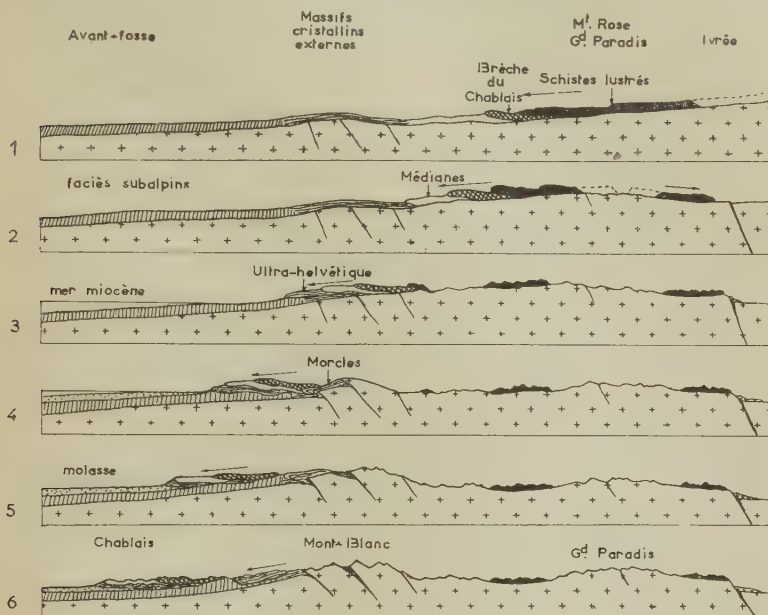


FIG. 2. — Formation et évolution des nappes préalpines du Chablais.

L'intumescence progresse du SE au NW, déterminant d'abord le départ de la nappe des Schistes lustrés, dont la partie sud-est subira ultérieurement un rétroécoulement, tandis que se décolent les nappes briangonnaises puis ultrahelvétiques. L'ensemble de ces dernières glisse sur la carapace crétacée des terrains de l'avant-fosse à faciès subalpin, qui ne donneront qu'ultérieurement naissance à la nappe de Morcles.

1 : Éocène terminal ; 2 : Oligocène ; 3, 4, 5 : Miocène ; 6 : Post-Miocène.

teleina, venaient sur le bord interne du géanticlinal briangonnais déterminer des conditions de sédimentation semblables à celles de son bord externe.

Toutefois, si la brèche du Chablais est d'origine briangonnaise externe, rien n'empêcherait de voir, dans sa position actuelle vis-à-vis des Médianes, le résultat d'un mécanisme analogue à celui que j'ai envisagé, pour les formations du Versoyen, sur lesquelles chevauchent les nappes briangonnaises.

En raison de l'ampleur du soulèvement, ces nappes glissent sur les zones ultrahelvétiques, qui elles-mêmes se décollent en une nouvelle nappe. Cet ensemble va franchir la barrière du Mont-Blanc et glissera, lors de la surrection de celui-ci, sur la carapace crétacée des terrains subalpins, refoulant et froissant au-dessous des nappes les matériaux du Flysch autochtone, en même temps que la nappe ultrahelvétique subit des laminages. Les masses cristallines du Mont-Blanc doivent subir, à la fois du fait de l'entraînement par les nappes et de celui de l'arrivée à son niveau de l'intumescence profonde, des cisaillements. Des écailles vont prendre naissance, chevauchements, dont la plus basse repose sur la couverture du massif des Aiguilles Rouges, formant le synclinal de Chamonix. Je sais bien que Cl. Bordet a, de ce massif, une conception différente. Mais la tectonique essentiellement verticale qu'il m'a exposée au cours d'une conversation, est en désaccord complet avec les observations personnelles que j'ai pu faire, entre Tré-la-Tête et le Mont-Joly.

Quoi qu'il en soit, le soulèvement du Mont-Blanc chasse les nappes vers la dépression molassique, et déclenche, à leur arrière, l'écoulement de la nappe de Morcles, peu à peu atténué au S, où l'intumescence est moindre. Les nappes des Préalpes externes et des Médiannes sont encore en mouvement sur un glaci, dans leur partie sud-est, alors que leur front, arrivé dans une zone d'horizontalité, se trouve freiné. Il en résulte le plissement, d'aspect jurassien, de cette nappe des Médiannes.

Après cet exemple du Chablais, dont les caractères résultent de l'importance plus grande de l'intumescence dans la région de courbure de l'arc alpin, prenons deux autres exemples. L'un sera à la limite de l'intumescence maximale : la Vanoise. L'autre dans les zones d'intumescence minimale : les régions briançonnaises (*str. s.*).

En Vanoise (fig. 3) le déferlement des Schistes lustrés franchit la partie méridionale du Grand-Paradis et vient s'étendre sur les nappes de Mésozoïque briançonnais. J'indiquais, dans mon article de 1957, la possibilité pour le sial migrateur, suivant les variations de son volume ou des vitesses de courant magmatiques, de subir des remontées ou des disparitions temporaires sous les parties du géosynclinal comprises entre le bord continental et l'axe. Qu'un affaissement résultant de ces phénomènes vienne coïncider avec la surcharge apportée par l'arrivée des nappes, la région de la Vanoise va alors se comporter comme un géosynclinal de nappe, ainsi que nous l'a montré F. Ellenberger [1952 b].

Le déplacement de l'onde d'intumescence va amener celle-ci sous la Vanoise qui se relève. La nappe des Schistes lustrés se rompt en un fragment occidental qui continue sa progression, d'ailleurs entraîné par les nappes briançonnaises. La partie orientale de la nappe subit un rétroécoulement en même

temps d'ailleurs qu'une partie des écaïlles briançonnaises apparaissant dans un repli des Schistes lustrés, pour former la digitation de l'Iseran. Cependant, les terrains subbriançonnais, portés moins loin par une intumescence moins haute, vont arrêter leur écoulement contre les pentes, bientôt surélevées, des massifs cristallins externes, à peine chevauchés par une écaïlle parautochtone ultradauphinoise.

L'arrivée de l'onde d'intumescence sous la Vanoise va permettre aux masses cristallines hercyniennes, dans la région voisine de la zone de forte surélévation du Mont-Blanc-Grand-Paradis, de percer à travers leur couverture houillère, donnant la coupole hercynienne du massif du Ruitor (Ellenberger, 1952 a).

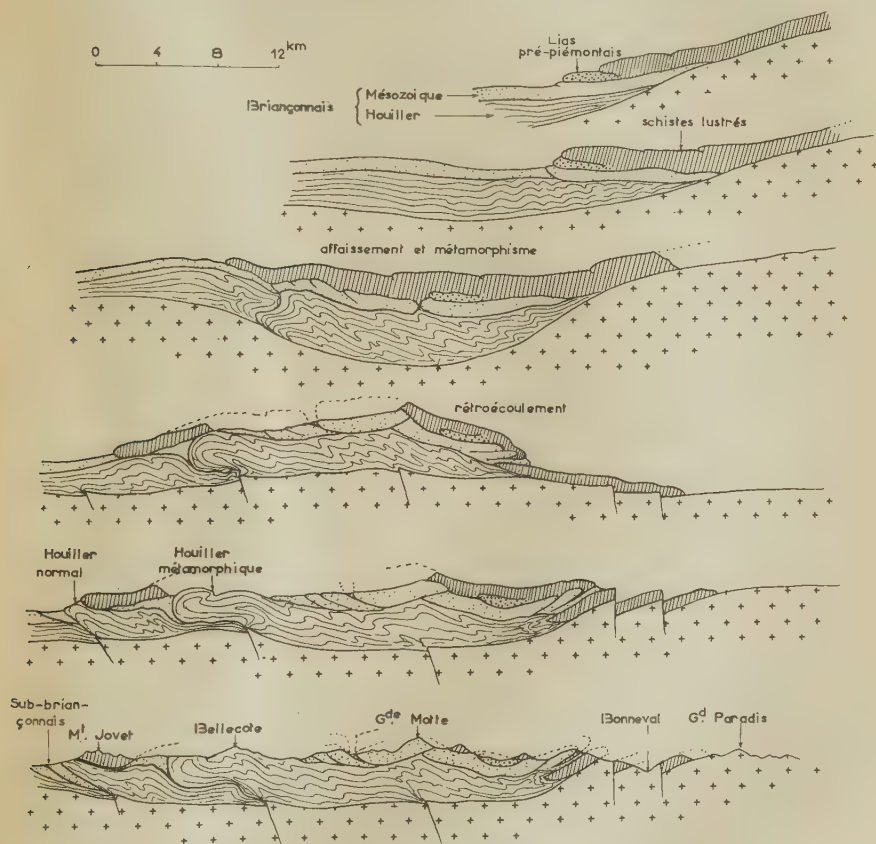


FIG. 3. — Évolution de la Vanoise pendant le Tertiaire.

L'écoulement vers l'W des Schistes lustrés, avec écaillage du Mésozoïque briançonnais et plissement du Houiller, détermine une surcharge sur la zone d'affaissement de la Vanoise, avec métamorphisme. Le déplacement ultérieur de l'intumescence détermine une rupture médiane de la nappe des Schistes lustrés, avec rétroécoulement de ses parties orientales, et progression vers l'W du lambeau du Mont-Jovet, entraîné d'ailleurs par les nappes briançonnaises. C'est avec la plus grande facilité qu'on parvient, dans la dernière coupe, à une structure identique, pour les parties observables de la coupe, à celle qu'a dessinée F. Ellenberger.

Dans les régions méridionales, en Briançonnais, l'intumescence est à son minimum d'amplitude. De surcroît les massifs cristallins externes forment une avancée vers l'E (Pelvoux et Mercantour). Ces conditions vont déterminer une réduction d'ampleur de la nappe des Schistes lustrés, qui atteint à peine de nos jours la frontière franco-italienne. Sauf dans la dépression tectonique entre Pelvoux et Mercantour, les nappes briançonnaises, rapidement arrêtées par le soulèvement du Pelvoux, déjà largement émergé avant leur départ, vont subir, à leur front, un intense écaillage que nous montre admirablement J. Debeltmas [1955]. Sur toute la bordure est du Pelvoux, elles ne laisseront apparaître qu'une très étroite bande de terrains subbriançonnais. D'autre part elles vont, comme dans le massif du Mont-Blanc, détacher des écailles cristallines au Pelvoux, mais la moindre ampleur de ces nappes va limiter l'écaillage à la bordure orientale de ce massif, tandis que celles du Mont-Blanc ont leurs surfaces de chevauchement apparentes sur le versant occidental.

Le soulèvement du Pelvoux va d'ailleurs déterminer, là encore, un rétro-écoulement. Mais, de moindre envergure que dans les régions septentrionales, il déterminera surtout un renversement des couches vers l'E, ce qui se traduira par la structure classique de l'éventail briançonnais, et par les chevauchements vers l'E, précisés par M. Lemoine [1951]. Notons en passant que cette conception suivant laquelle, même sous l'éventail briançonnais, ni le Houiller, ni le Mésozoïque ne possèdent d'enracinement subvertical, se trouve en accord avec les résultats d'expériences séismologiques [Tardi, 1957].

L'accord est également remarquable avec les conclusions d'ordre chronologique de M. Lemoine [1951] : charriage de la zone du Gondran, antérieur à la formation de l'éventail briançonnais ; renversement à l'E des éléments orientaux du Briançonnais, postérieur à la phase de charriage de la zone briançonnaise sur la zone subbriançonnaise.

Les conséquences qu'on peut déduire de la répartition du sial migrateur sous l'orogène alpin sont aussi nettement vérifiées dans les régions subalpines septentrionales. Nous avons déjà vu que la position de la zone d'accumulation sialique maximale, déduite de l'orientation des courants magmatiques, expliquait que seule la région du Mont-Blanc avait fourni une nappe de terrains subalpins. Mais ce n'est pas tout.

Logiquement la zone subalpine a dû se soulever plus tôt au N que dans sa partie sud. Par suite, les plis qui se sont formés doivent présenter l'aspect de festons, grossièrement concentriques aux régions où se produisaient, successivement, les surélévations des massifs cristallins externes. Il doit en résulter que ces festons se relaient, du N au S, extérieurement les uns aux autres. En fait, j'ai montré [Gidon, 1956] que les grands plis subalpins ne sont pas parallèles à l'orientation générale de ces massifs.

La nappe de Morcles occupe, dans le massif de Platé, toute l'étendue de la zone subalpine. Prolongée au S par les Aravis, elle va se terminer, près d'Albertville, sur le bord *interne* du massif des Bauges. Le pli le plus externe du massif des Bornes s'incurve à l'E près d'Annecy [Moret, 1934], pénètre dans les Bauges et va se

terminer près de leur bord *interne*, au Roc des Bœufs, voisin du Châtelard. Le synclinal du col de Leschaux et des Déserts, le plus externe des Bauges, se prolonge sur le bord *interne* de la Chartreuse par le synclinal Granier-Dent de Crolles. Enfin un pli naît à Jacob, près de Chambéry, en Chartreuse septentrionale, qui chevauche la zone jurassienne. Il suit toute la longueur de la Chartreuse, passant à l'W du Grand Som, pour aller se terminer au Moucherotte, sur le bord *interne* du Vercors.

Ce sont bien là les relais prévisibles de festons, tels que systématiquement le pli le plus externe d'un massif septentrional devient le plus interne du massif méridional adjacent. Et d'autre part l'ordre chronologique des soulèvements est bien celui que nous pouvions prévoir. En effet, dans la nappe de Morcles-Aravis et les Bornes, n'existent pas de terrains postérieurs au Priabonien. Dans les Bauges, le Chattien et l'Aquitaniens sont continentaux : le soulèvement date de la fin du Stampien. Pas de renseignements en Chartreuse, mais, par contre, le Vercors fut recouvert par la mer burdigalienne. Le soulèvement est donc ici bien plus tardif.

Il n'est pas jusqu'au Jura dont les dispositions ne soient explicables par notre hypothèse. Les résidus de sial migrateur, restés sous le bord continental, sont responsables, pour nous, de son soulèvement et de son plissement consécutif. Dès lors, ce sera encore dans la zone de convergence des courants magmatiques sous-continentaux que cette chaîne aura eu chance de se développer. Et c'est bien là que nous la trouvons en effet avec cette particularité supplémentaire (fig. 1) d'un élargissement considérable de la chaîne dans cette région de convergence, entre Vosges et Massif Central, alors que le croissant jurassien s'effile en pointes, tant vers l'E que vers le S.

Je pense avoir montré avec quelle facilité l'hypothèse que je préconise permet d'interpréter l'orogénèse alpine en France. Un examen sommaire m'a montré que, très probablement, on n'aurait guère de difficulté à expliquer, de la même façon, à la fois l'orographie et la tectonique de l'ensemble des Alpes. Cependant, désireux de me restreindre à des régions dont je possède une connaissance personnelle assez approfondie, je laisse à d'autres, que le sujet pourrait intéresser, le soin de se livrer à une telle extension, qui deviendrait alors une synthèse nouvelle des Alpes.

BIBLIOGRAPHIE

- DEBELMAS J. (1955). — Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. Expl. Carte géol. France*.
- ELLENBERGER F. (1952 a). — Sur les rapports de la zone houillère et de la zone Vanoise-Mont Pourri avec le massif de Ruitor. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 29.
- (1952 b). — Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. *Ibid.*, p. 318.
- GIDON P. (1956). — Le front subalpin septentrional. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. XXXII (1954-1955), p. 49-56.
- (1957). — L'ordre de succession des phénomènes orogéniques et ses conséquences. *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 125-136.
- LATREILLE M. (1957). — Cinématique de la mise en place des nappes de l'Embrunais entre Ubaye et Haut-Drac. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. XXXIII (1956), p. 49-58.
- LEMOINE M. (1951). — Données nouvelles sur la géologie du Briançonnais oriental et sur le problème de la 4^e écaille. *B. S. G. F.*, (6), I, p. 191-204.
- MICHEL R. (1956). — Contribution à l'étude zonéographique des schistes cristallins de la zone du Piémont. Paléozonéographie des massifs cristallins internes. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. XXXII (1954-1955), p. 95-109.
- MORET L. (1934). — Géologie du massif des Bornes et des Klippes préalpines des Annes et de Sulens. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. X, n° 22.
- TARDI P. (1957). — Expériences séismiques dans les Alpes occidentales en 1956 ; résultats obtenus par le « groupe des explosions alpines ». *C. R. Ac. Sc.*, t. 244, p. 1114.
-

PRÉSENCE DE DIFFÉRENTS TYPES D'ACCIDENTS SILICEUX DANS LE SÉNONIEN SUPÉRIEUR DE DUMES (LANDES)

PAR **Dominique Boulanger** ET **Georges Deicha**¹.

PLANCHES XV ET XVI.

Sommaire. — Description de concrétions en place dans le calcaire, interprétation des différents aspects présentés par le quartz.

Sur le flanc sud de l'anticlinal d'Audignon, le Sénonien supérieur affleure dans de grandes carrières situées à environ 300 m à l'W du village de Dumes (Landes).

Il se présente sous forme de calcaire crayeux blanc, plus ou moins marneux, glauconifère, riche en organismes notamment en grands Foraminifères. On y rencontre, en particulier [Neumann, 1958] : *Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mamillata*, *Hellenocyclina beotica*, *Orbitoides media*, *O. apiculata*, très rares et *Siderolites calcitrapoides*, parfois très abondants.

Cette association permet d'attribuer un âge sénonien supérieur à cette formation qui est affectée d'un pendage d'une vingtaine de degrés vers le S.

Dans ce calcaire, on rencontre des accidents siliceux dont certains paraissent semblables à ceux signalés dans le Crétacé supérieur de la région de Saintes. Il s'agit, en effet de « boules » siliceuses ayant extérieurement l'aspect de certaines concrétions de marcassite par suite de la présence de crêtes formant parfois un réseau polygonal (Pl. XV, fig. 1), d'où le nom de « morilles » signalé par A. Cailleux [1947] pour celles trouvées dans la région de Saintes.

Lorsqu'elles sont coupées par le front de taille, les concrétions apparaissent comme de véritables cavités drusiques (Pl. XV, fig. 2) tapissées de multiples cristaux de quartz dont les faces mesurent souvent plus d'un millimètre et atteignent exceptionnellement le centimètre.

Le contact avec le calcaire encaissant est bien tranché. Ces nodules peuvent dépasser 20 cm de diamètre, bien que la plupart

1. Note présentée à la séance du 17 mars 1958.

soit d'une dizaine de centimètres. L'aspect arrondi de leur surface externe, aux crêtes mamelonnées dont la cassure fait parfois apparaître une structure concentrique, contraste avec celui des cristaux qui tapissent les cavités internes.

Nous allons analyser sommairement les aspects de ces cristaux, en raison des enseignements géologiques généraux qu'ils peuvent fournir quant au mode de formation du quartz.

Le matériel étudié a cristallisé dans des conditions de température et de pressions modestes, attestées par la faible profondeur des couches et leur histoire tectonique simple. Malgré cette relative stabilité de ces conditions physiques de genèse, on est frappé par l'aspect varié des cristaux de quartz tels qu'ils apparaissent déjà à la loupe binoculaire.

C'est en particulier ainsi que les revêtements cristallins des cavités drusiques présentent, d'un échantillon à l'autre, et souvent même d'un point à l'autre d'une même concrétion, des caractères de régularité très différents : certaines anfractuosités sont très uniformément tapissées de pointements ternaires de cristaux bien calibrés, à axes sensiblement perpendiculaires à la paroi ; l'implantation régulière de tels cristaux sur des points saillants de la paroi conduit à la formation de sphérules hérissées à structure rayonnante (Pl. XVI, fig. 1).

D'autres sont recouvertes de cristaux dont les axes principaux sont orientés d'une façon quelconque, exposant par exemple des faces du prisme tout aussi largement développées que les faces rhomboédriques des cristaux voisins.

Ce manque d'orientation appelle des remarques d'ordre général. On sait que, paradoxalement, ce sont les faces de croissance lente qui présentent l'extension maxima dans le cas d'un cristal se développant librement, mais que, par contre, ce sont les faces à croissance plus rapide qui prennent le pas, lorsque des cristaux contigus se gênent dans leur développement. Lorsque les différences de vitesses de croissances de deux formes cristallographiques sont assez marquées, les formes les plus lentes sont dépassées par les formes les plus rapides. Alors que la « concurrence » entre cristaux de quartz d'une même génération est décidée par le rapport des vitesses de croissance, entre faces du prisme et faces rhomboédriques, l'aspect des pointements ternaires est réglé par la « préséance » des formes, qui dépend du rapport des vitesses de croissance des rhomboèdres directs et inverses. Là aussi nous avons observé des variations importantes dans le matériel étudié. Alors que de rares cristaux présentent des pointements hexagonaux avec un développement égal des deux rhomboèdres,

le rhomboèdre inverse est, dans la plupart des cas, plus ou moins réduit, sans que nous ayons cependant pu trouver des cristaux isolés où ce rhomboèdre ne puisse plus être observé, comme c'est le cas sur les pointements de certains revêtements. Nous pensons que c'est le degré de sursaturation des solutions siliceuses, par rapport aux faces les plus stables (rhomboèdre direct), qui a joué le rôle essentiel dans ces fluctuations.

Les effets d'un déséquilibre cristallogénétique plus ou moins poussé se manifestent encore par la présence de noyaux de cristallisation, marqués par l'abondance de cristaux de calcite non orientés.

Le calcaire constitue une part importante du volume des cristaux de quartz au point de leur communiquer souvent une teinte laiteuse. Il y est emprisonné mécaniquement tout comme les grains de sable dans les cristaux de calcite de Fontainebleau.

Les noyaux de cristallisation sont parfois entourés de fantômes d'accroissement, marqués également par d'abondants cristaux de calcite. Généralement la cristallisation s'achève par une zone d'accroissement limpide attestant une tendance à réaliser l'équilibre entre la solution et le cristal. La réalisation de cet équilibre conduit vers la formation de faces planes telles qu'on les observe sur certains revêtements des cavités internes. Mais, paradoxalement, certains cristaux isolés, bipyramidés, même limpides, présentent encore une topographie fine, complexe, des faces cristallines qui atteste que la cristallisation du quartz n'a pas atteint ici son terme, à moins que nous n'assistions à une remise en mouvement de la silice dans un stade ultérieur.

Dans les mêmes calcaires, en plus de ces concrétions, on trouve également d'autres accidents, du genre chert. Il s'agit, en effet, d'amas silicifiés dans la masse même du calcaire. Des plaques minces montrent que la silicification s'est faite secondairement au dépôt, puisqu'on voit, à la limite, le front de silicification recouper les organismes, notamment des Foraminifères, dont le test peut alors présenter ainsi deux parties, l'une calcaire et l'autre siliceuse (Pl. XVI, fig. 2), dans laquelle la structure initiale est parfaitement conservée, dans ses plus fins détails. Signalons en passant que la glauconie, fréquente à l'intérieur des loges de Foraminifères, s'y retrouve après la silicification.

La présence des concrétions quartzeuses, aussi bien que des cherts, en place dans la masse du calcaire, démontre qu'à Dumes en aucun cas ce ne sont les phénomènes pédologiques qui sont à l'origine de ces accidents siliceux postérieurs à la sédimentation. De telles cristallisations, de même que celle des minéraux authi-

gènes s. s. [Boulanger, 1956], méritent de retenir l'attention du géologue du fait que l'ordre de grandeur de leurs températures et pressions de formation est connu. Ces minéraux permettent donc de mieux comprendre les effets du déséquilibre au sein des roches, effets trop souvent méconnus lorsqu'il s'agit de pétrogénèse plus profonde. Parmi ces minéraux, le quartz mérite des études d'autant plus minutieuses que la signification géologique de ses aspects dans différentes conditions de formation est actuellement très discutée [Safranovsky, 1957], autant, pourrait-on dire, que celle des feldspaths dits de haute et de basse température.

BIBLIOGRAPHIE

- BOULANGER D. (1956). — Barytine de néoformation dans les marnes paléocènes de Bellus (Landes). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 186.
- CAILLEUX A. (1947). — Concrétions quartzzeuses d'origine pédologique. *B. S. G. F.*, (5), XVII, p. 475-482.
- CUVILLIER J. et SACAL V. (1956). — Stratigraphic correlations by microfacies in Western Aquitain. Leyde, F. J. Brill.
- DEICHA G. (1945). — Le quartz et le problème de la silicification. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 93.
- KIESLINGER A. (1954). — Studien über Verkieselung. *Tschermaks min. u. petr. Mitt.*, Bd 5, p. 70-84.
- NEUMANN M. (1958). — Révision des Orbitoïdides du Crétacé et de l'Éocène en Aquitaine occidentale. Thèse, Paris (1957). *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXXVII, n° 83.
- SAFRANOVSKY I. I. (1957). — Les cristaux des minéraux. Leningrad, Éd. de l'Université.

LÉGENDE DES PLANCHES XV ET XVI.

PLANCHE XV.

- FIG. 1. — Aspect extérieur d'une concrétion quartzzeuse de Dumes (Landes). Remarquer les crêtes formant un réseau polygonal grossier. G. N.
- FIG. 2. — Échantillon de calcaire de Dumes (Landes) montrant les relations de l'accident siliceux avec la roche. Noter la présence des sphérules tapissant la cavité drusique. Légèrement réduit.

PLANCHE XVI.

- FIG. 1. — Coupe d'une grande « morille » sciée. Les cavités sont remplies d'un matériel argilo-ferrugineux à multiples cristaux de quartz bipyramidés entièrement libres. Observer la section d'un sphérule siliceux isolé dans l'une de ces cavités. Légèrement réduit.
- FIG. 2. — Plaque mince dans calcaire maestrichtien à *Lepidorbitoides socialis* et *Siderolites calcitrapoides* en voie de silicification. Le front de silicification recoupe les Foraminifères. × 20.

Clichés P. Potiron.

OBSERVATION

M. A. CAILLEUX félicite MM. Boulanger et Deicha de leur belle étude. Les concrétions quartzeuses qu'ils ont découvertes dans les Landes ressemblent en effet étroitement (avec une cavité plus grande) à celles qu'il avait décrites des environs de Saintes, et que ni lui, ni M. Gillard n'avaient jamais eu l'occasion d'observer dans le Crétacé en place. D'accord avec les auteurs, il pense que ces concrétions ont pu se former dans le calcaire. Aux localités qu'il a signalées dans sa note de 1947, il y a lieu d'ajouter la région de l'Ain, où de telles concrétions dépassant 10 cm ont été trouvées par M. Chabot en surface des champs. L'aire de répartition actuellement connue va donc de l'Aquitaine au Liban en passant par l'Est de la France.

ÉTUDE STRUCTURALE D'UN MICROPLI DU SYNCLINAL DE SAINT-DISDIER-EN-DÉVOLUY (HAUTES-ALPES) ¹

PAR **Micheline d'Albissin** ².

PLANCHES XVII ET XVIII.

Sommaire. — Le micropli étudié présente, dans le plan perpendiculaire à son axe, une série de joints stylolitiques qui sont, pour la plupart, orientés perpendiculairement aux strates et qui, dans l'espace, sont dirigés suivant deux plans différents. L'observation détaillée de ces joints stylolitiques et des fissures montre l'existence de plusieurs phases dans la genèse du micropli, et apporte quelques précisions complémentaires sur le mécanisme intime de la déformation.

INTRODUCTION. Sur la terminaison périclinale nord-est du synclinal de Saint-Disdier-en-Dévoluy, un micropoli synclinal (20 cm × 10 cm) a été prélevé dans un affleurement de Tithonique situé au lieu dit « Les Traverses », au S de la Posterle. L'axe de ce micropli, subhorizontal, avait comme direction N 25° E, et était donc sensiblement parallèle à l'axe du grand synclinal de Saint-Disdier qui a un style normal.

Cet affleurement de Tithonique de la Posterle, situé au SE de la feuille de Vizille, se trouve, au point de vue tectonique, entre : au SW, le synclinal de Saint-Disdier-Agnières ; au S, l'anticlinal du Saint-Gicon ; au SE, le synclinal de Saint-Étienne-en-Dévoluy ; au N, l'anticlinal du Monestier. Alors que tous ces plis sont d'orientation sensiblement N-S, on observe, au niveau de la Posterle même, de petits plis d'orientation sensiblement E-W et des failles.

Le micropli est constitué par un calcaire sublithographique gris foncé qui, aux très forts grossissements, apparaît comme une pâte légèrement grumeleuse dans laquelle le contour des cristaux ne peut être distingué. Ce calcaire renferme de nombreux micro-

1. Ce micropli m'a été signalé par J. Mercier à qui j'adresse mes remerciements. L'étude de ce cas particulier fait partie d'un travail d'ensemble effectué au laboratoire de Géologie dynamique de la Sorbonne sous la direction de M. Glangeaud. M. Goguel a bien voulu me conseiller dans l'interprétation des phénomènes, je le prie de trouver ici l'expression de ma reconnaissance.

2. Note présentée à la séance du 24 février 1958.

organismes recristallisés (Radiolaires, *Sacocoma* sp., *Stomosphaera* sp., *Globochaete alpina*, *Pseudoglobigerina* sp., Calpionelles probables).

Une coupe a été effectuée perpendiculairement à l'axe de ce micropli. A partir de l'orientation de l'échantillon sur le terrain, il a été possible de mesurer l'orientation de la face ainsi obtenue : direction N 61° W, pendage 80° N.

Cette face dressée (Pl. XVII) permet de voir que le micropli est constitué par trois strates qui ont été diversement déformés et dont les joints de stratification sont très nets. Nous désignerons ces strates, de l'extérieur vers l'intérieur, par les chiffres 1, 2 et 3 (fig. 1). Deux des joints de stratification s'étant dissociés, il a été possible d'observer et de comparer leur surface : une face présente un aspect fortement buriné ; les dépressions sont remplies par un placage de sable argileux jaune, extrêmement fin, dans lequel ont été trouvés quelques fragments de quartz. La face opposée du joint est plus lisse et ne présente pas de dépôt sableux. Ceci conduit à penser que la partie burinée était sans doute la partie supérieure de la couche au moment de sa formation mais le critère n'est pas absolu.

Sur cette face dressée s'observent dans les strates 2 et 3 des fissures remplies de calcite et des stylotites dont les tracés ne semblent pas être affectés par les microorganismes.

STYLOLITES (fig. 1). — Nous désignerons par « joint stylolitique » la direction moyenne de contact suivant laquelle les deux masses rocheuses pénètrent l'une dans l'autre ; par « stylolites » les colonnes pénétrant dans la roche [Stockdale, 1922].

Dans le micropli étudié, les joints stylolitiques sont, pour la plupart, orientés perpendiculairement aux strates. Dans la charnière de la couche 3, par suite de la forte courbure, ils présentent un aspect en éventail mais demeurent perpendiculaires au joint stratigraphique. A l'extrémité du flanc ouest du pli, on observe cependant, en particulier dans une lame mince, quelques traces peu nettes de joints stylolitiques orientés parallèlement au joint stratigraphique, donc perpendiculaires aux précédents.

Il est à noter que, bien que l'orientation générale des joints stylolitiques soit sensiblement la même dans les couches 2 et 3, il y a un décalage très net de ces joints entre les deux strates. Ceci peut être une disposition primitive ou une disposition acquise par suite d'un glissement consécutif à la courbure, se produisant le long du joint de stratification.

Une lame mince (d) effectuée au niveau de la charnière et englobant le joint stratigraphique 2-3 montre, outre cette discontinuité, l'existence, le long du joint, d'une matière brune, isotrope, analogue à celle que l'on observe aux extrémités des colonnes des stylolites. Cette matière serait donc, comme dans les stylolites, formée d'argile et d'impuretés, résidus de la dissolution du cal-

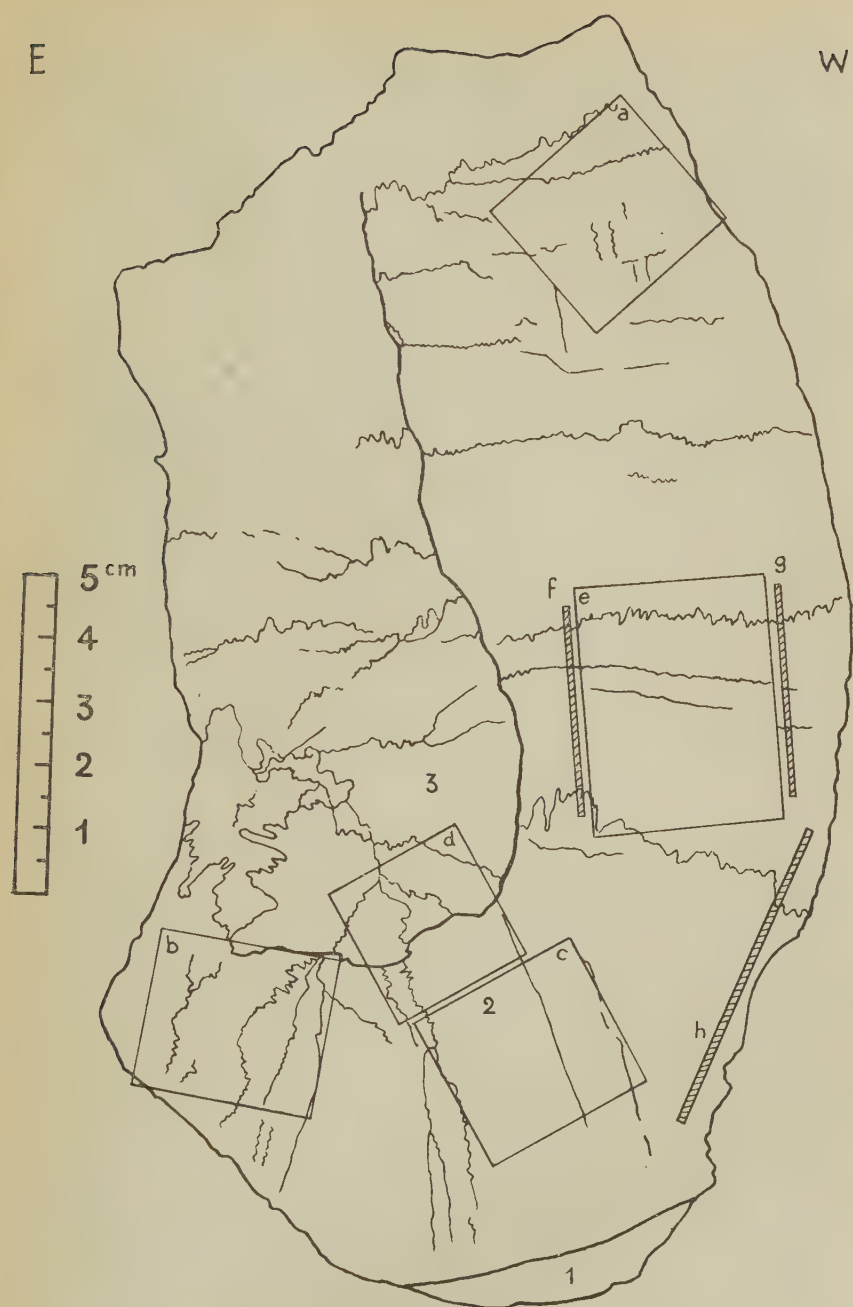


FIG. 1. — Micropli synclinal de la Posterle ; face dressée normale à l'axe du micropli, vue vers le S, avec les trois strates (1, 2, 3) et les stylolites. $\times 5/6$.

a, b, c, d, e : lames minces parallèles à la face dressée ; *f, g, h* : lames minces perpendiculaires à la face dressée.

caire. Elle aurait son origine, soit dans la formation des stylolites, soit dans une dissolution qui se serait produite le long du joint stratigraphique.

Une étude dans l'espace des stylolites a montré que, malgré leur apparente similitude dans le plan, les joints stylolitiques sont de deux catégories. En effet, deux lames minces taillées perpendiculairement l'une à l'autre (*e* et *f*) ont montré l'existence :

- 1) d'un joint stylolitique sensiblement perpendiculaire à la face dressée ;
- 2) d'un joint stylolitique, oblique par rapport à la face dressée et faisant, avec le plan du joint précédent, un angle de 26° W.

Une étude détaillée des plans des joints stylolitiques a confirmé ces observations. Tandis que les joints perpendiculaires à la face dressée n'ont été observés que dans le flanc ouest du pli, les joints obliques l'ont été dans l'ensemble du pli et leur angle d'inclinaison reste sensiblement constant.

D'une façon générale, les axes des colonnes des stylolites sont approximativement perpendiculaires à la direction des joints. Mais il existe des exceptions. En particulier, en un point de la lame *f*, perpendiculaire à la face dressée, on observe, suivant un même joint stylolitique, la juxtaposition et parfois la superposition de trois systèmes de stylolites diversement orientés (Pl. XVIII, fig. 1 et 3). Le premier S_2 est perpendiculaire au joint. Le deuxième S_4 est parallèle à la direction des stylolites qui se sont développés à partir des joints obliques par rapport à la face dressée. Le troisième S_0 , très peu développé, est sensiblement perpendiculaire au deuxième. Ceci montre que des stylolites de direction différente peuvent se développer à partir d'un même joint stylolitique et que, d'autre part, des stylolites de même direction peuvent se développer à partir de joints stylolitiques de direction différente.

Ces divers systèmes de stylolites ne sont visiblement pas contemporains. Les stylolites S_0 doivent être les plus anciens. Les stylolites S_4 recoupent les stylolites S_2 et leur sont nettement postérieurs (Pl. XVIII, fig. 1).

FISSURES. — *Strate 1.* La couche 1, dont il ne subsiste dans l'échantillon qu'une faible part, ne présente ni stylolites, ni fissures. Elle correspond sans doute à un matériel assez plastique pour s'être déformé sans casser.

Strate 2. La couche 2 présente une fissuration abondante qui a été étudiée tant sur la face dressée que sur la partie extérieure du micropli. Sur la face dressée (Pl. XVII) on observe essentiellement :

— des fissures longitudinales. Elles sont peu abondantes et représentées principalement dans le flanc ouest.

— des fissures radiales naissant dans la partie externe du strate et se terminant en biseau vers sa partie interne.

Perpendiculaires à la face dressée au niveau de la charnière, elles deviennent légèrement obliques par rapport à la face dressée au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la charnière. Ces fissures sont des fissures de distension dues à la courbure de la couche et correspondent à son adaptation au plissement. Leur épaisseur totale rend compte de l'allongement de la partie externe de la couche par rapport à sa partie interne. Les épaisseurs conjuguées des fissures visibles à l'œil nu, déduites de la longueur totale de la surface externe des couches, laissent subsister, par rapport à la longueur de leur surface interne, une différence de 4 cm qui peut s'expliquer par la grande abondance de microfissures

radiales non visibles à l'œil nu. On doit tenir compte également, dans la variation de longueur des couches, de la compression consécutive à la dissolution qui s'est produite au niveau des joints stylolitiques.

Strate 3. La couche 3 est beaucoup moins fissurée que la couche 2. Elle présente, comme celle-ci, des fissures antérieures aux stylolites et quelques fissures radiales sans doute postérieures aux stylolites.

Il est à noter que les fissures de la couche 2 (à l'exception d'une) ne se prolongent pas dans la couche 3 et réciproquement.

AGE RELATIF DES STYLOLITES ET DES FISSURES. — Une étude détaillée des lames minces a montré qu'il existe, dans le micropli, plusieurs générations de fissures, les unes étant antérieures aux stylolites, les autres leur étant postérieures. Leurs rapports sont particulièrement nets dans la lame *f* perpendiculaire à la face dressée (fig. 2 et Pl. XVIII) ; ils sont les suivants :

— les fissures les plus anciennes F_1 sont des fissures longitudinales, c'est-à-dire qui sont, en chacun des points de la couche 2, sensiblement parallèles au joint stratigraphique. Ces fissures sont remplies par des cristaux de calcite non transparents ; leurs lèvres ne sont pas nettes, mais comme cicatrisées.

De telles fissures s'observent tant dans les lames perpendiculaires à la face dressée que dans les lames qui lui sont parallèles ;

— les fissures secondaires F_3 sont, dans les lames parallèles à la face dressée, sensiblement perpendiculaires au joint stratigraphique. Dans la lame *f*, elles sont obliques par rapport à ce joint. Elles recoupent le joint stylolitique S_2 (Pl. XVIII, fig. 2) mais sont interrompues par le joint stylolitique S_4 (Pl. XVIII, fig. 4). Dans certaines lames, les lèvres d'une fissure F_3 ont servi de joint de départ pour la formation de stylolites. Ceux-ci se sont donc formés à la limite des cristaux de calcite remplissant la fissure et de la pâte calcaire, donnant ainsi à la lèvre de la fissure un aspect dentelé ;

— les fissures les plus récentes F_5 ont dû jouer un grand rôle dans la formation du micropli. Elles sont particulièrement abondantes au niveau de la charnière (lame *c*) où l'on observe trois systèmes successifs de fissures récentes longitudinales et radiales, ces dernières étant les plus importantes.

Ces fissures récentes sont remplies de cristaux de calcite clairs et leurs lèvres sont bien nettes.

PROCESSUS DE DÉFORMATION. — Sur la face dressée et dans différents plans perpendiculaires à la face dressée, s'observent, à

l'intersection des fissures entre elles, des décrochements qui prouvent que des glissements locaux ont accompagné la formation des fissures. Ils semblent s'être produits dans un certain sens à chacune des périodes de fissuration. D'autre part, même dans le cœur du pli où les couches ont été le plus comprimées, la pâte calcaire qui les constitue présente un aspect non fluïdal.

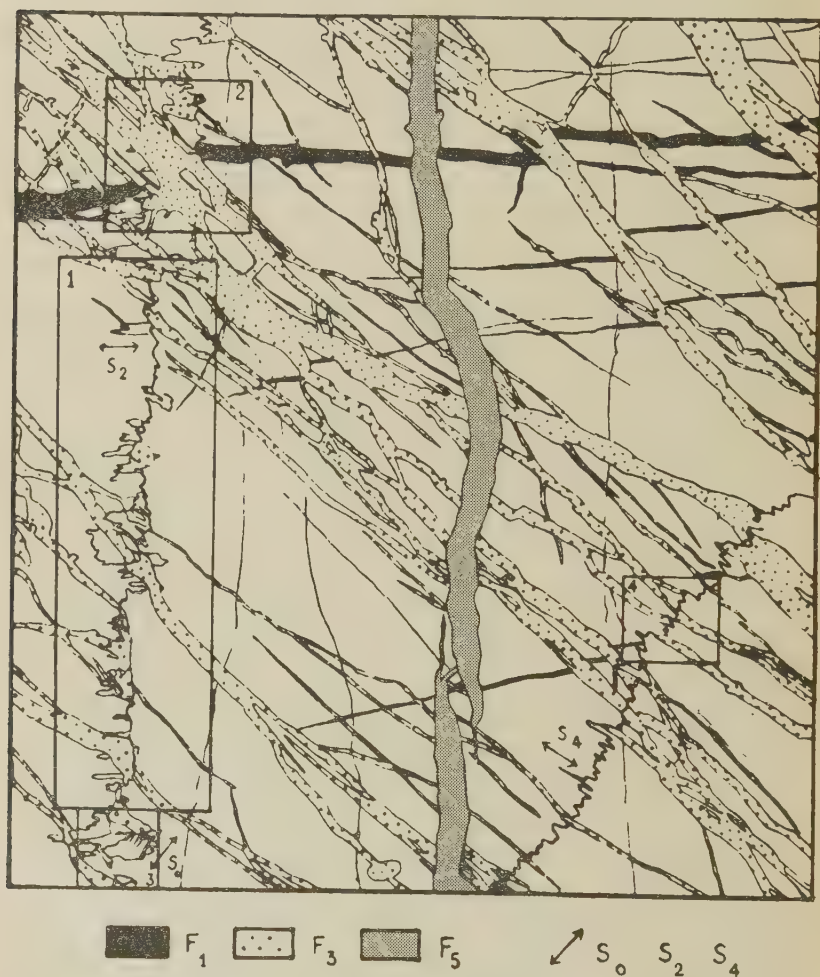


FIG. 2. — Tracé des fissures et stylolites de la lame mince *f* (voir fig. 1), perpendiculaire à la face dressée du micropli de la Posterle. $\times 5, 6$.

Les rapports chronologiques entre les diverses fissures et les stylolites sont soulignés par des figurés : F_1, F_3, F_5 : systèmes successifs de fissuration ; S_0, S_2, S_4 : direction des axes des colonnes des stylolites ; 1, 2, 3, 4 : limites des microphotographies de détail données Pl. XVIII.

Il semble donc que la déformation se soit produite par des fragments en mosaïque se déplaçant les uns par rapport aux autres plutôt que par un écoulement plastique à échelle microscopique. D'ailleurs une étude aux rayons X, effectuée en différents points du micropli par la méthode de Debye-Scherrer a donné des diagrammes dont les cercles présentaient rigoureusement la même intensité sur toute la longueur de leur circonférence.

Ceci montre qu'il n'y a pas d'orientation préférentielle importante au niveau des plans réticulaires des cristaux et que la déformation s'est produite à une plus grande échelle par le processus de glissement en mosaïque qui vient d'être décrit plus haut.

CONCLUSIONS. — De cette étude détaillée il ressort que plusieurs phases S_0 , F_1 , S_2 , F_3 , S_4 , F_5 se sont succédées entre le dépôt horizontal du sédiment calcaire d'âge tithonique et le micropli actuel. Ces différentes phases montrent qu'il y a eu, dans le temps, une évolution des systèmes de contraintes dont il est difficile de préciser le sens. En effet, la tectonique complexe du Dévoluy et les variations importantes qui se produisent dans l'orientation des stylolites par rapport à celle des joints stylolitiques ne permettent pas de relier leur formation à une contrainte de direction donnée. Il est également difficile de savoir à quel stade de la formation du micropli se sont produits les stylolites. Leur disposition radiale actuelle (Pl. XVII) suggère la possibilité d'une formation antérieure à la courbure actuelle du micropli mais il n'y a là qu'une hypothèse.

D'autre part, la présence sur la partie externe du micropli de fissures, de direction oblique par rapport à l'axe de sa charnière, montre qu'il y a eu un changement dans le sens de l'effort au cours du plissement. L'obliquité des fissures est due, en effet, à la torsion en un pli de couches qui, originellement, étaient courbées dans une direction différente, donc avaient été soumises à une contrainte de direction différente. Il est difficile de situer où se place exactement ce changement dans la série de phases que nous avons décrite plus haut mais ils sont incontestablement en rapport l'un avec l'autre.

Enfin le simple examen de ce micropli ne suffit pas à établir une relation précise entre la chronologie que nous venons de décrire et la tectonique générale du Dévoluy (phase turonienne et alpine). Les analyses que nous avons effectuées nous ont permis de poser un certain nombre de problèmes qu'une analyse structurale détaillée de la région, que nous nous proposons de faire, nous permettra peut-être de résoudre ultérieurement.

BIBLIOGRAPHIE

- DUNNINGTON H. V. (1954). — Stylolite development post-dates rock induration. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 24, n° 1, p. 27-49.
- GOGUEL J. (1947). — Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLVI, n° 223, p. 533-578.
- GORDON (1918). — On the nature and origin of the stylolitic structure in the Tennessee Marble. *Journ. Geol.*, vol. 26, p. 561-569.
- SHROCK R. R. (1948). — Sequence in layered rocks. Londres, Mc Graw Hill Cy.
- STOCKDALE P. B. (1922). — Stylolites : their nature and origin. *Indiana Univ. Studies*, vol. IX, p. 1-97.
- (1943). — Stylolites : primary or secondary ? *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 13, p. 3-12.

LÉGENDES DES PLANCHES XVII ET XVIII

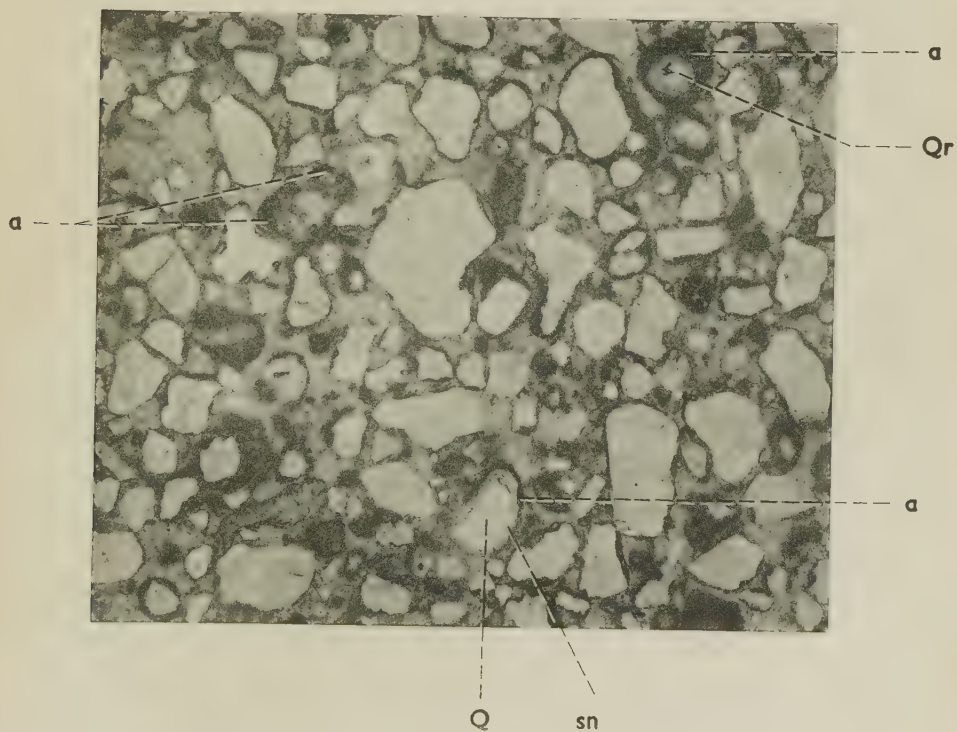
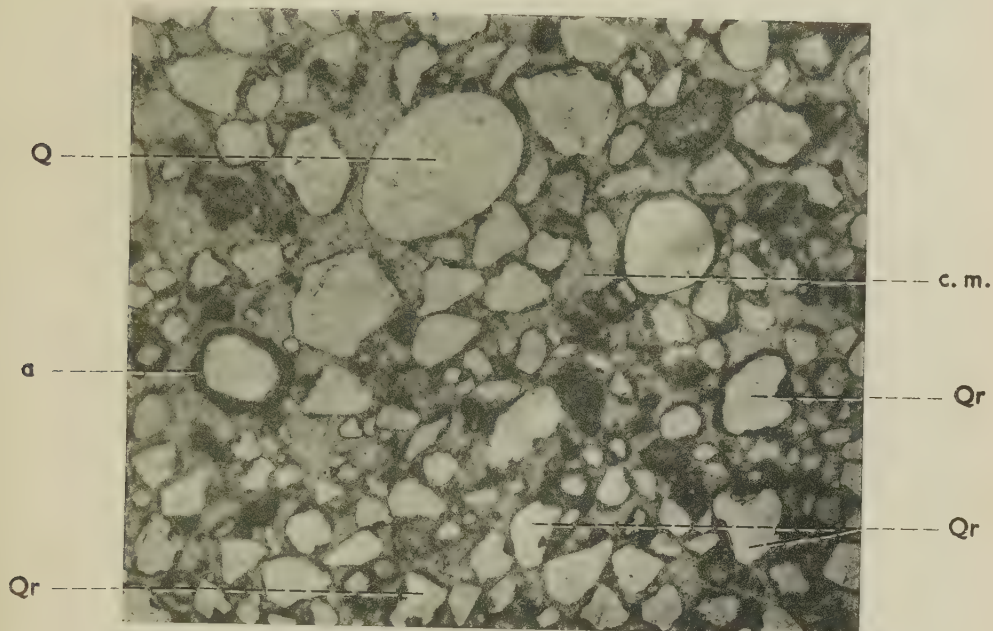
PLANCHE XVII.

Micropli synclinal de la Posterle : face dressée, normale à l'axe du micropli, vue vers le S.
× 5/6.

PLANCHE XVIII.

Microphotographies de détail de la lame *f* (voir fig. 2).

- FIG. 1. — Juxtaposition des stylolites S_2 et S_4 le long d'un joint stylolitique orienté perpendiculairement à la face dressée. × 15.
- FIG. 2. — Interruption d'une fissure F_1 par les stylolites S_2 , eux-mêmes interrompus par une fissure F_3 . × 18.
- FIG. 3. — Juxtaposition des stylolites S_0 , S_2 , S_4 . × 33.
- FIG. 4. — Interruption des fissures F_3 par les stylolites S_4 dont le joint est orienté de façon oblique par rapport à la face dressée. × 33.

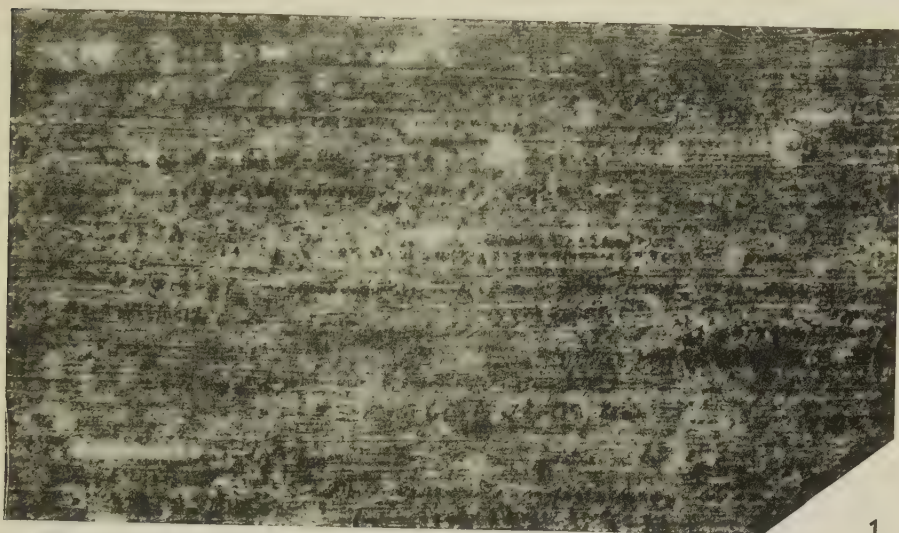




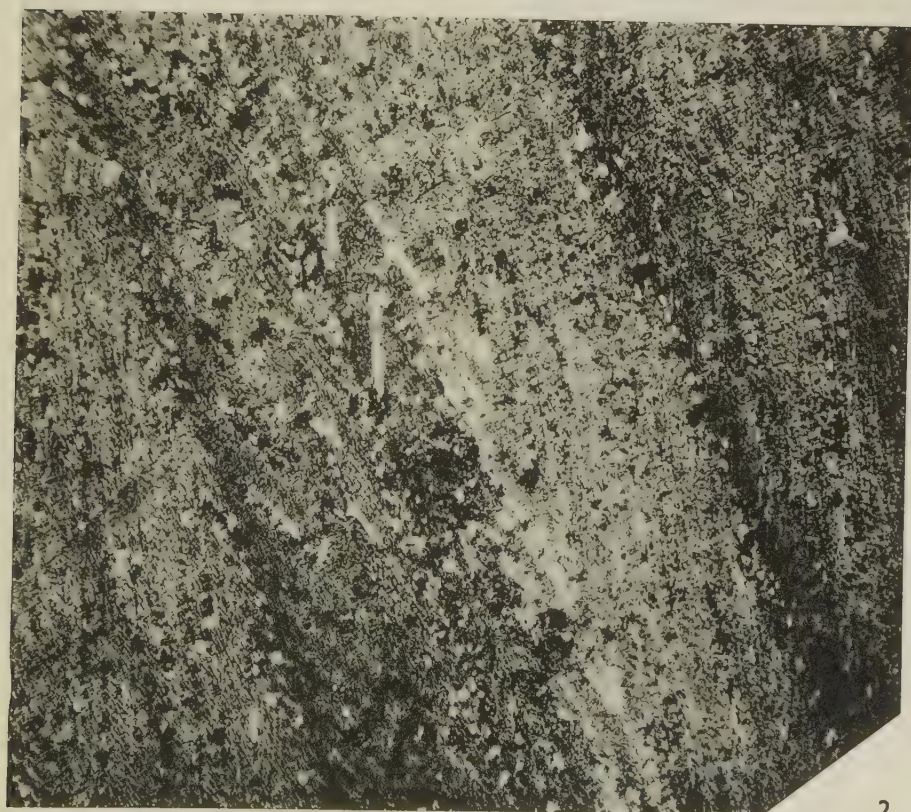
1



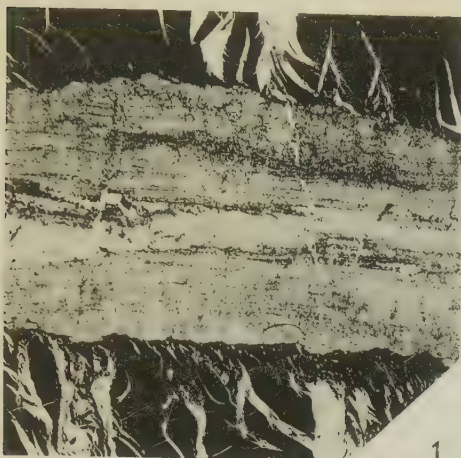
2



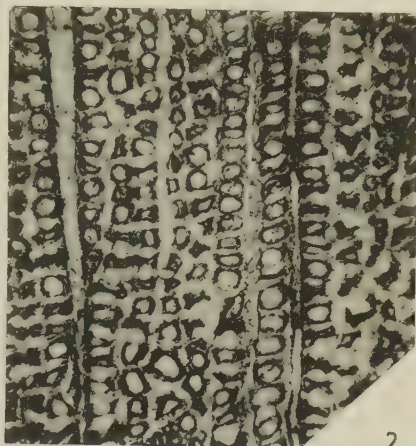
1



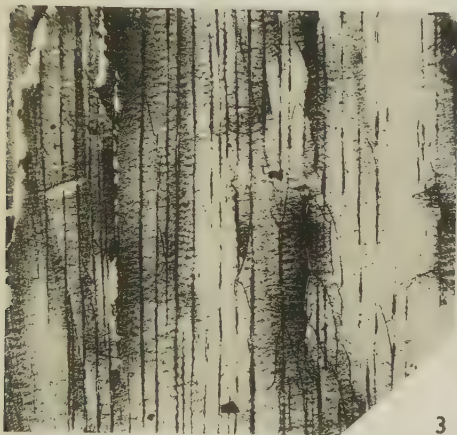
2



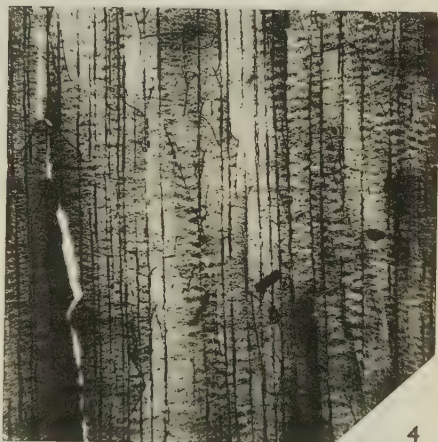
1



2



3



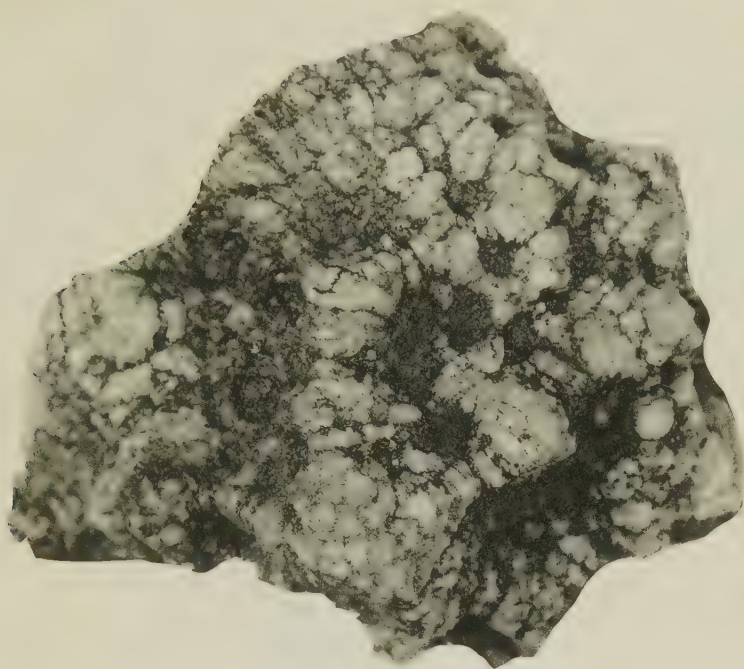
4



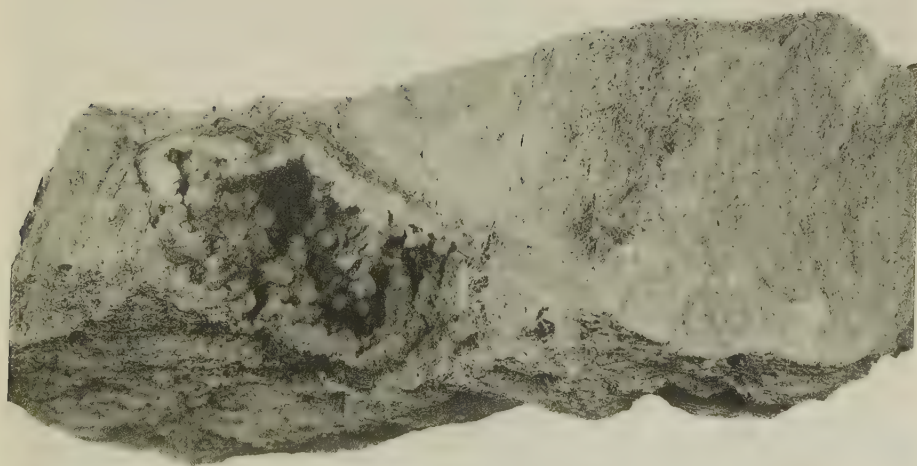
5



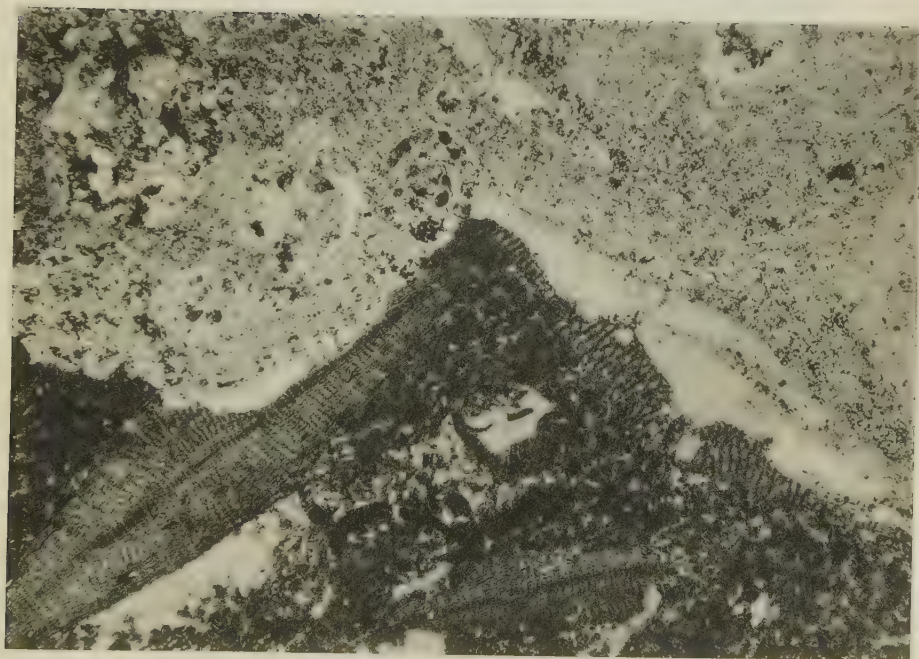
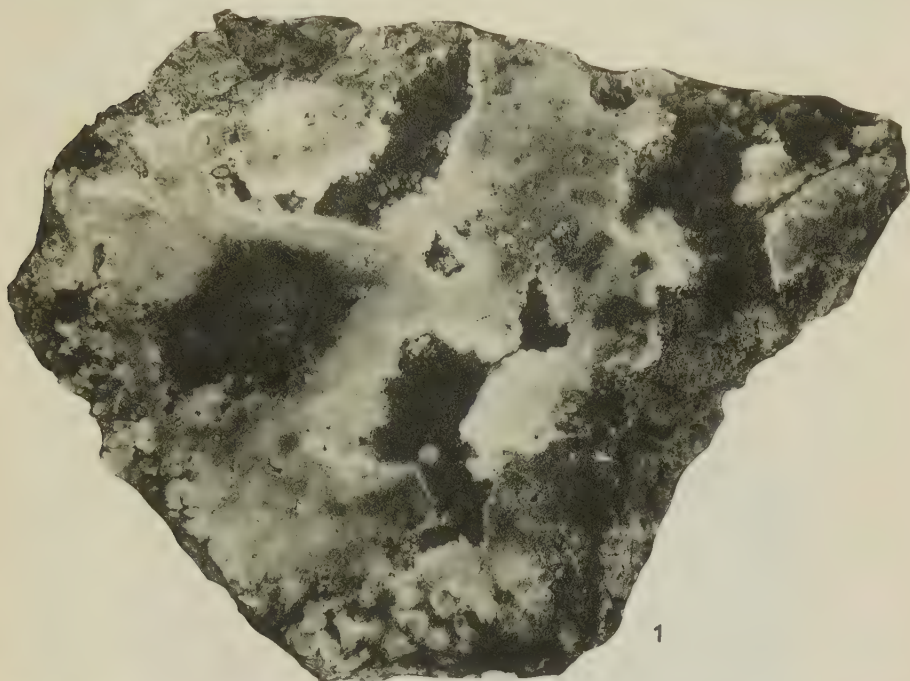
6



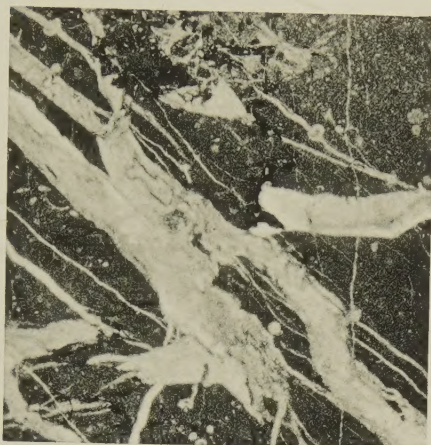
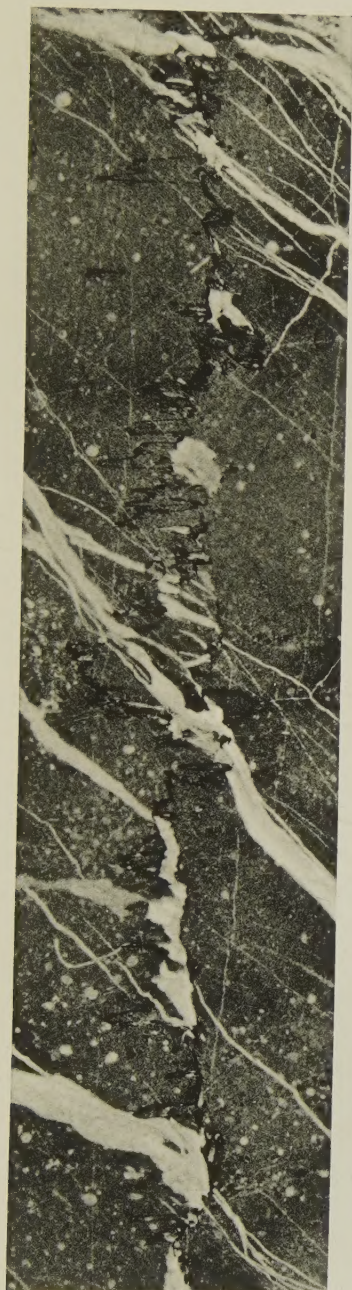
1



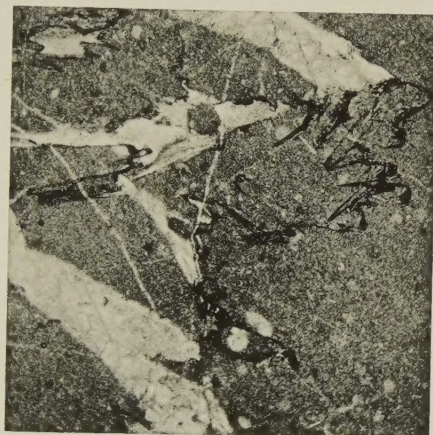
2



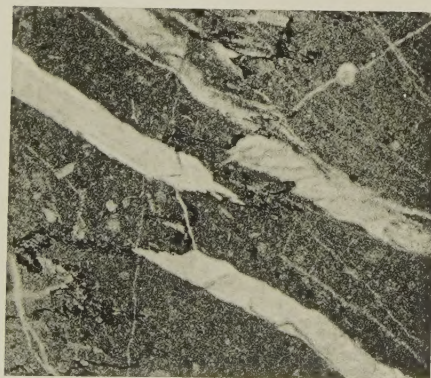




2



3



4

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications.

BULLETIN SIGNALÉTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL
SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE
TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

1^{re} partie : Mathématiques, Astronomie, Physique, Chimie, Science de l'Ingénieur, Sciences de la Terre.

Taux d'abonnement : France, 6.500 fr. — Étranger, 7.500 fr.

Abonnement et Vente au Centre de Documentation du C. N. R. S.,
16, rue Pierre-Curie, Paris, 5^e.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL

L'ensemble du lexique comprendra 14.000 p. environ et sera divisé en
6 vol. : Europe, U. R. S. S., Asie, Afrique, Amérique latine, Océanie.

Souscription ouverte au Service des Publications du C. N. R. S., 13, quai
Anatole-France, Paris, 7^e.

ANNALES DE GÉOPHYSIQUE

REVUE INTERNATIONALE TRIMESTRIELLE

Taux d'abonnement : France, 1.600 fr. — Étranger, 2.000 fr.

Abonnement et Vente au Service des publications du C. N. R. S., 13, quai
Anatole-France, Paris, 7^e.

NOTES BIOSPÉOLOGIQUES

2 FASCICULES PAR AN

Taux d'abonnement : France, 700 fr. — Étranger, 1.000 fr.

GROUPE FRANÇAIS DES ARGILES

Comptes rendus annuels des réunions d'études, t. VI (1955) 450 fr.
Vente au Service des publications du C. N. R. S.

TABLE DES MATIÈRES (TOME VIII, N° 2)

(FASCICULE NON SPÉCIALISÉ I)

	Pages
H. Alimen. — Observations pétrographiques sur les meulières pliocènes.	
G. Deicha. — Remarques complémentaires (2 pl., 4 fig.).....	77
B. Bessoles et R. Delafosse. — Les grès de Mouka-Ouadda en Oubangui-Chari oriental (1 fig.).....	91
J.-P. Destombes. — Sur un mode tectonique particulier des formations ordoviciennes de la mine de Bentaillou (Ariège) (2 fig.).....	105
M. Chenevoy. — Sur l'importance et les caractères du paléovolcanisme en Limousin septentrional (Massif Central français) (2 fig.).....	113
E. Aubert de La Rüe. — Les dépôts sédimentaires quaternaires et actuels de l'archipel de Kerguelen.....	123
F. Bienner, R. Feys et M. Louis. — Des « charbons » d'origine marine (2 pl., 1 tabl.).....	131
F. Mégnien. — Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique de l'Aalénien en Haute-Marne (3 fig.).....	137
P. Gidon. — Essai sur l'orogénie alpine en France (3 fig.).....	149
D. Boulanger et G. Deicha. — Présence de différents types d'accidents siliceux dans le Sénonien supérieur de Dumes (Landes) (2 pl.).....	159
M. d'Albissin. — Étude structurale d'un micropli du synclinal de Saint-Disdier-en-Dévoluy (Hautes-Alpes) (2 pl., 2 fig.).....	165

La gérante de la Soc. géol. : M. ODIER.

Imprimerie Protat frères, Mâcon. N° 6907. — Novembre 1958. N° éditeur 188.
Dépôt légal 4^e trimestre 1958. — Commission paritaire n° 20 363.

PRIX DU FASCICULE : 420 fr.